

TARTU ÜLIKOOL

GEOGRAAFIA INSTITUUT



---

PUBLICATIONES INSTITUTI GEOGRAPHICI  
UNIVERSITATIS TARTUENSIS

---

93

# Uurimusi Eesti kliimast

*Toimetaja Jaak Jaagus*

Tartu 2003



PUBLICATIONES INSTITUTI GEOGRAPHICI  
UNIVERSITATIS TARTUENSIS

93

UNIVERSITY OF TARTU  
DEPARTMENT OF GEOGRAPHY

PUBLICATIONES INSTITUTI GEOGRAPHICI  
UNIVERSITATIS TARTUENSIS

93

## Studies on Climate of Estonia

*Editor Jaak Jaagus*

Tartu 2003

TARTU ÜLIKOO  
GEOGRAAFIA INSTITUUT

PUBLICATIONES INSTITUTI GEOGRAPHICI  
UNIVERSITATIS TARTUENSIS

93

## Uurimusi Eesti kliimast

*Toimetaja Jaak Jaagus*

Tartu 2003



Väljaandja / Publisher:  
Tartu Ülikooli Geograafia Instituut  
Vanemuise 46, 51014 Tartu  
Eesti / Estonia  
geogr@ut.ee

Toimetuskolleegium / Editorial advisory board:  
Jaak Jaagus, Hill Kulu, Ott Kurs, Ülo Mander,  
Tõnu Oja, Hannes Palang

Toimetaja / Editor: Jaak Jaagus  
jjaagus@ut.ee

Kaane kujundanud / Cover designed by  
Kalle Paalits

© Tartu Ülikooli Geograafia Instituut

ISSN 1406–3069  
ISBN 9985–56–725–0

Tartu Ülikooli Kirjastus  
Tiigi 78, 50410 Tartu  
Tellimus nr. 104

## Sisukord

<b>O. Kärner.</b> Klimatoloogia – aritmeetiline rahvaluule või ratsionaalne andmetöötlus.....	9
<b>A. Tarand.</b> Tallinnas mõõdetud õhutemperatuuri aegrida.....	24
<b>M. Sepp.</b> Sünoptiline klimatoloogia: ülevaade ajaloost, arengust ja meetodikast.....	37
<b>S. Keevallik.</b> Trendid meteoroloogilistes parameetrites ja nende seos õhuvooluga vabas atmosfääris.....	53
<b>J. Jaagus.</b> Kliimamuutuse tendentsid Eestis 20. sajandi teisel poolel seostatuna muutustega atmosfääri tsirkulatsioonis.....	62
<b>O. Tomingas.</b> Atmosfääri tsirkulatsiooni indeksid Eesti jaoks ja nende seos ilmastiku kõikumistega.....	80
<b>V. Truija, P. Post, J. Tuulik.</b> Atmosfääri tsirkulatsiooni sünoptiline klassifikatsioon Läänemere piirkonnas ning selle seosed Eesti sademete ja temperatuuriga.....	102
<b>V. Truija, P. Post.</b> Peakomponentanalüüsil baseeruva atmosfääri tsirkulatsiooni klassifikatsiooni rakendamine Põhja-Euroopas.....	116
<b>H. Tooming.</b> Talve ja kevade seosed Eesti kliimas.....	129
<b>J. Jaagus.</b> Muutused Eesti rannikumere jääoludes 20. sajandi teisel poolel.....	143
<b>T. Tammets.</b> Pinnase ja õhu soojusressurssidest Võru ja Tartu andmetel.....	153
<b>M. Kaasik.</b> Kas Eesti talved on ennustatavad?.....	164
<b>S. Vesselova, J. Kadaja.</b> Hinnang Eesti ilmateenistuse temperatuuriproгноosidele....	178
<b>I. Ansper, C. Fortelius.</b> HIRLAM-mudeli tuuleproгноosi hindamine Läänemeresel....	195
<b>T. Tomson.</b> Eesti tuule püsimuutlikkus.....	206
<b>S. Keevallik.</b> Tallinna lahe tuuled.....	217
<b>T. Soomere.</b> Tallinna lahe loodusliku lainetuse režiimist.....	227
<b>A. Jaani, V. Beljazo.</b> Peipsi veetaseme pikaajalised kõikumised ja nende Maa-välised põhjused.....	242
<b>A. Järvet.</b> Võrtsjärve temperatuurirežiim.....	256

**R. Ahas, A. Aasa.** Fenoloogiliste kalendrite koostamise metoodika Kesk- ja Ida-Euroopa andmete näitel.....268

**V. Russak, I. Niklus.** Päikesekiirguse vootiheduste suhe kui atmosfääri läbipaistvuse indikaator.....288

**K. Eerme, U. Veismann, R. Koppel.** Erüteemsete ultraviolettkiirguse dooside tagasisivaatav hindamine.....295

## Contents

<b>O. Kärner.</b> Climatology – an arithmetic folklore or rational data processing?.....	23
<b>A. Tarand.</b> Time series of observed air temperature in Tallinn.....	30
<b>M. Sepp.</b> Synoptic climatology: overview of its history, development and methods.....	53
<b>S. Keevallik.</b> Trends in meteorological parameters and their relations with the wind velocity in the free atmosphere.....	61
<b>J. Jaagus.</b> Climate change tendencies in Estonia in relation with changes in atmospheric circulation during the second half of the 20th century.....	78
<b>O. Tomingas.</b> Atmospheric circulation indices for Estonia and their relationship with climatic variability.....	101
<b>V. Truija, P. Post, J. Tuulik.</b> Synoptic classification of atmospheric circulation in the region of the Baltic Sea and its connections to Estonian temperature and precipitation.....	113
<b>V. Truija, P. Post.</b> Applying an eigenvector-based classification of the atmospheric circulation for Northern Europe .....	128
<b>H. Tooming.</b> Winter–spring relationships in Estonian climate.....	141
<b>J. Jaagus.</b> Changes in sea ice conditions near the Estonian coast during the second half of the 20th century.....	152
<b>T. Tammets.</b> Evaluation of soil and air thermal resources during the heating period in Võru and Tartu.....	162
<b>M. Kaasik.</b> Are the winters in Estonia predictable?.....	177
<b>S. Vesselova, J. Kadaja.</b> Verification of temperature forecasts of Estonian weather service.....	193
<b>I. Ansper, C. Fortelius.</b> Verification of HIRLAM marine wind forecasts in the Baltic.....	205
<b>T. Tomson.</b> Steady-state variability of the Estonian wind.....	216
<b>S. Keevallik.</b> Winds on the Tallinn Bay.....	226
<b>T. Soomere.</b> Natural wave regime of Tallinn Bay.....	241

<b>A. Jaani.</b> Long-term water level fluctuations of Lake Peipsi (Chudskoe) and their extra-terrestrial reasons.....	254
<b>A. Järvet.</b> Thermal regime of Lake Võrtsjärv.....	267
<b>R. Ahas, A. Aasa.</b> Methods for compiling phenological calendars: the case study of Central and Eastern European database.....	287
<b>V. Russak, I. Niklus.</b> Beam-diffuse broadband irradiance ratio as a characteristic of atmospheric transparency.....	294
<b>K. Eerme, U. Veismann, R. Koppel.</b> Backward estimation of the erythemal ultraviolet doses.....	307

## Klimatoloogia – aritmeetiline rahvaluule või ratsionaalne andmetöötlus?

Olavi Kärner

Tartu Observatoorium

### 1. Sissejuhatus

Klimatoloogia on õpetus kliimast ja kliima (ehk ilmastu) kui nähtuse defineerimiseks on tehtud palju katseid. Seega ei tohiks olla just paha kui selles kirjatükis lähtuda ENEst: kliima on mingi paiga paljuaastane ilmade laad ja rütm; pidevalt muutuv atmosfääri seisund, mis avaldub paikkonna ilmastikus ja on vaadeldav pikema ajavahemiku (aastakümnete) ilmade statistikana.

Pidevalt muutuv atmosfääri seisund sisaldab hurmavat määramatust ning kogu definitsioon mõjub sugereerivalt nagu haiku, või Ilmar Laabani hüüatus: *Ilm läheb pimedaks, kui pilv teda imetab*. Sellist nähtust on väga raske analüüsida, aga seda lihtsam kommenteerida eri vaatenurkadest lähtudes. Osa kommentaare nimetatakse teaduseks. Viimastest on praegu valitsev nn Globaalse Soojenemise teooria (IPCC, 1996; IPCC, 2001), mis kliima asemel tegeleb tema muutumisega. Selle lihtne ja hästi dekoreeritud põhiväide (et praegu toimub globaalne soojenemine peamiselt inimtegevuse tõttu) on tuletatud aasta keskmise kiirgusbilansi lihtsustatud interpretatsioonist. Maa kiirgusbilanss atmosfääri ülapiiril on tasakaalus, kui  $I_0(1-\rho) = F$ , kus  $I_0$  on atmosfääri ülapiirile langev keskmine päikseenergia hulk,  $\rho$  – süsteemi aluspind + atmosfäär albeedo ja  $F$  – süsteemist lahkuv soojuskiirgus, mis on võrdeline süsteemi efektiivse temperatuuri neljanda astmega.

Et kasvuhoonegaasid (nagu  $\text{CO}_2$ ) atmosfääris nõrgendavad süsteemist lahkuvat soojuskiirgust ja nende kontsentratsioon Maa atmosfääris pidevalt kasvab, arvatavalt inimtegevuse tagajärjel, ongi intriig käes –  $F$  kipub vähenema. Järelikult temperatuur peab tõusma, et bilanssi uuesti tasakaalu viia ( $I_0$  ja  $\rho$  eeldatakse siin konstantseks jäävat). Muutus lineaarse trendi kujul on kergesti mõistetav ja praegu tegeleb suur osa klimatolooge energiliselt soojenemisele kinnituste leidmisega. Seda teooriat on arvatavasti kõige enam vaja teatud suurfirmadel ja riikidel, et saada endale *teaduslikke* eeliseid ärimaailmas. Ilma tugeva rahalise süstita ei lajutaks muidu nii kaua teooria, mis ei tunnista ei moodsat aegriidade analüüsi ega temperatuuri (vt Christy *et al*, 2000) ja kiirgusmõõtmiste tulemusi satelliitidelt. Sisuliselt tunneb IPCC töörühm end hästi Laabani seltsis: *Ainsa loogalöögiga loob Rrosi Selaviste oma loogelise loogika*. Püüe IPCC mõtteviisi tegelikkusega sobitada viib aga tavainimese kiiresti Hendrik Visnapuu juurde: *Oo, maailm, purjus jumalate okse!*

Enne, kui saab luua õpetust kliimast ja tema muutusest, tuleb koguda piisavalt andmeid muutlikkuse kohta Maa kliimasüsteemis (st atmo-, hüdro-, krüo- ja biosfääris). Asjaliku analüüsi tarbeks on vaja *pidevalt muutuv atmosfääri seisund* esitada kvantitatiivselt mõõdetavates suurustes. Õhutemperatuur on üks selliseid suurusi. Ilmade laadi ja rütmi uurimist on lihtne alustada aastast käigust. Päiksekiirguse aastane käik mingi piirkonna jaoks toob endaga kaasa ka suure õhutemperatuuri aastase käigu, mis on esimeses lähenduses perioodiline funktsioon. Kõrvalekalded sellest keskmisest aastast



käigust võivad olla küllalt juhuslikud, sest nad on tingitud paljude erinevate (energeetiliselt märksa nõrgemate) mõjutuste koostööst. Nii tuleb esimeses lähenduses sobitada keskmine aastane käik ja jääkide omadusi uurida statistiliste meetoditega.

Statistika osa meteoroloogias on tegelikult tänamatu. Hüpoteeside kontroll väikese satsi omaduste järgi suurte kogumite omaduste selgitamiseks seisab eeldusel, et mõlemad on saadud samadel tingimustel. Meteoroloogias ei saa see eeldus kunagi kehtida, sest kliimasüsteemi käigus hoidev päiksekiirgus on pidevalt muutuv, seda nii Maa orbiidi parameetrite muutuste (Berger, Loutre, 1991) kui ka *solaarkonstandi*  $I_0$  enda *värlnate* (Fröhlich, Lean, 1998a, b) tõttu. Seega on võimalik järeldusi teha vaid olemasoleva, juba mõõdetud rea piirides.

Globaalsete, ajaliselt suhteliselt lühikeste temperatuuriridade muutlikkust statsionaarsuse seisukohalt vaatles Kärner (2001b). Käesolev artikkel analüüsib lokaalse temperatuuri muutlikkust samast vaatevinklist. Andmebaasina kasutatakse siin Kesk-Inglismaa õhutemperatuuri (CET) aegrida. Kesk-Inglismaa tähendab kolmnurka Bristol, Manchesteri ja Londoni vahel ning rea moodustamise põhimõtteid selgitab Parker *et al* (1992). Igapäevane õhutemperatuuri registreerimine neis jaamades algas aastal 1772, mis teeb sellest reast maailma pikima mõõdetud temperatuuride rea. 230 aastase rea muutlikkuse vaatluse alusel välja toodud mõned kvantitatiivseks kliima analüüsiks tarvilikud sammud. Ühe ainsa muutuja käsitlemise tõttu ei saa juttugi olla piisavusest kliimasüsteemi kui terviku mõttes. Eesmärk on rõhutada kaasaja aegride analüüsi metoodika kasutamise vajalikkust, et leida andmetes peituvat informatsiooni.

## 2. Maa kliimasüsteemi peamised mõjutused

IPCC arutus Maa kliimasüsteemi mõjutustest on väga kasulik, sest ta viib kohe puudusteni nende teooria alustes. Tabelis 1 on püütud võrrelda tegelikke ja IPCC poolt esitatud (IPCC, 2001, tabel 3 lk 8) mõjutusi. Need on kohutavalt erinevad ja seda vaid ühel põhjusel – IPCC ei arvesta (traditsiooniliselt) Maa orbiidi elliptilisusest tingitud aastast käiku Maa soojendamises, vaid opereerib aasta keskmiste väärtustega. Aasta keskmise mõjutuse fetišeerimine lubab neil saada kasvuhoonegaaside mõjutuse liidrikohale oma tabelis. Just see samm näitab, et IPCC teooria on poliitiline, mitte füüsikaline. Kliimasüsteem ei oota aasta otsa, et reageerida keskmisele mõjutusele, vaid reageerib saabuvatele mõjutustele pidevalt. Teine vea põhjus on mittelineaarsuse eiramine. Et sellises süsteemis keskmise argumendi funktsioon pole võrdne funktsiooni keskmisega üle antud argumendi ulatuse, on kõik katsed nn aasta keskmise kliima modelleerimiseks keskmise mõjutuse abil juba eos läbi kukkunud. Füüsikalise lähenemise korral tehtaks lihtsustusi selleks, et peamist paremini esile tuua. IPCC lihtsustus on aga selleks, et juhtivat mõjutust maha salata.

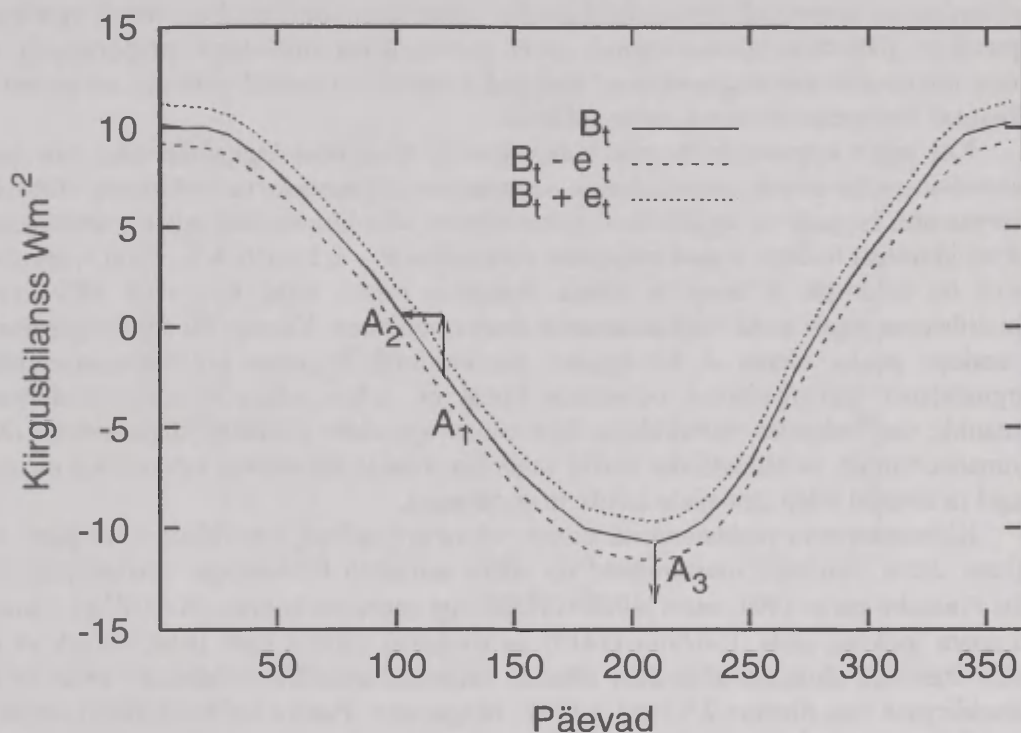
Tegelikult ei ole kliimasüsteem kunagi (kiirguslikus) tasakaalus, vaid kõigub selle ümber. Viimast on lihtne jälgida. Maa kliimasüsteemi mõjutuse suurust kirjeldab kiirgusbilanss atmosfääri ülapiiril  $B_t$ ,  $t = 1, \dots, 12$ . Ta on aastase perioodiga suurus, sest lahkuva soojuskiirguse käik ei tasakaalusta sünkroonselt neeldunud päiksekiirguse oma. Selles saab veenduda temperatuuri nihke järgi, mis on ammu tuntud. Efektiivsusest kõnelemiseks pole  $\bar{B}_t$  amplituudi kohta rohkem vaja teada, et ta on nullist suurem. Joonisel 1 on  $B_t$  arvutatud valemist  $B_t = I_t(1-\rho) - F_t$ . Siin  $I_t$  ja  $F_t$  on vastavalt kuu keskmised kiirgusvood atmosfääri ülapiiril  $I_t = I_0(1/r_t)^2$ , kus  $r_t$  on Maa kaugus Päikesest suhtelistes ühikutes (nt Monin, 1982) iga kuu jaoks. Kuu keskmised  $F_t$  väärtused on

keskmistatud satelliidiandmetest ([www.scd.ucar.edu/dss](http://www.scd.ucar.edu/dss)) ja  $\rho$  on sobitatud nii, et aasta keskmine bilanss oleks tasakaalus. Selliselt saadud  $\rho$  kasutamine on hädaabinõu (pole häid mõõtmisi), kuid ei sega muutuste mõistmist. Tegelik  $B_t$  käik on arvatavasti veidi erinev joonisel 1 esitatust, kuid säilitab aastase perioodiga funktsiooni kuju.

**Tabel 1.** Muutlike mõjutuste ulatus.

**Table 1.** The extent of variable factors.

Tegur	Ulatus, $\text{Wm}^{-2}$	Periood	IPCC (2001)
Maa orbiit	22	1 aasta	–
Päikese aktiivsus	2	11 aastat	–
Gleissbergi tsükel	0,7	80 aastat	0,7
CO <sub>2</sub> kasv	2,5	1850–1990	2,5
Pinatubo purse	2,5–3	1992–1993	–



**Joon. 1.** Maa keskmine kiirgusbilansi  $B_t$  aastane käik konstantse süsteemi albedo eeldusel.

**Fig. 1.** Annual course for the Earth's mean radiation budget  $\bar{B}_t$  in case of constant earth-atmosphere system albedo.

Kiirgusbilansi komponentide vaatlus ütleb kohe, et lisaks perioodilisusele on temas ka juhuslik komponent. Sest juba nn *solaarkonstant* muutub päevast päeva küllaltki juhuslikult (kui 11aastane periood välja arvata). Muutlikkuse amplituud on väike voo keskmisega võrreldes (ca 0,1%), aga täiesti arvestatav, kui võrrelda teiste mõjutustega. Siis on õige öelda, et tegelik kiirgusbilanss  $B_t^*$  kuul  $t$  on suurus vahemikust  $B_t - e_t < B_t^* <$



$B_i + e_i$ . Suuruse  $e_i$  alla summeeruvad kõik kiirgusbilanssi mõjutavad muutused süsteemis aluspind ja atmosfäär. Suuremate juhuslike hälvete tekitajadena on tavaks mainida pilvisust, lume ja jää jaotust jne. Aga mingil määral tekitab neid iga inimene. Autot ostes teeb ta oma (globaalses plaanis üliväikese, kuid siiski nullist erineva) panuse albeedo vähenemise (suurenemise) suunas, kui talle meeldib must (valge) masin.

Joonisel 1 on ka  $B_i \pm e_i$  vastavad jooned esitatud. Lihtsuse mõttes on kirjutatud suvaliselt  $e_i = \text{const}$ .

Kui nüüd mingil ajahetkel saab kiirgusbilanss mingi uue mõjutuse, siis on kaks võimalust (vt joonisel 1 punktid  $A_1$  ja  $A_3$ ). Esimesel korral ( $A_1$ ) teeb kiirgusbilanss teatud *sammu*, mille tulemusena ta kas läheb ette või jääb maha oma keskmisest asendist (antud juhul asendisse  $A_2$ ). Muud muutust ei tule, sest Maa orbiit on endine ja päiksekiirguse aastane käik neelab ta endasse. Kliimasüsteemi reaktsioon saab avalduda aastaegade mõningases nihkes. Tänu negatiivse tagasiside domineerimisele see nihe teatud aja jooksul kaob. Jaagus (1998) on näidanud Eesti ilmade analüüsi põhjal, et sellised nihked on tavalised regionaalses plaanis. Jaaguse (1999) tabeli 1 ja Kirde (1939) tabeli 18 võrdlemisel on samuti näha tendents kevadel varajasema soojenemise (märts) ja sügisel (september) jahtumise suunas sajandi teisel poolel. Kuna suve–talve temperatuurid on vähem muutunud, siis toetavad need andmed joonisel 1 esitatud varianti: soojemad ja külmemad perioodid nihkuvad, mitte rohkem.

Kui tugev impulss leiab aset kohal, kus  $B_i$  läbib oma lagipunkti ( $A_3$ ), siis saab kliimasüsteem ka endale *senitundmatu* summaarse mõjutuse ja ta reaktsioon võib olla ettearvamatu. Negatiivse tagasiside domineerimine Maa kliimasüsteemis on aastasade jooksul kinnitust leidnud teatud mõjutuste vahemikus  $B_i - e_i$  kuni  $B_i + e_i$ . Kuid  $e_i$  arvuline suurus on teadmata ja keegi ei suuda praegu *a priori* väita, kui suure hälbe toob kliimasüsteem tagasi sama tasakaaluasendi ümber võnkuma. Kaasaja klimatoloogia üheks ülesandeks peaks olema  $e_i$  hindamine satelliidiinfot kogudes ja süstematiseerides. Kiirgusbilansi registreerimine ookeanide kohal on selles suhtes otsustav, et hinnata ookeanide soojendamise muutlikkust. See nõuab aga enne pilvisuse jälgimismetoodika automatiseerimist, et hiiglaslikke alasid vaadelda. Nende ülesannete lahendused on veel kaugel ja lähiajal tuleb läbi ajada kaudsete andmetega.

Kliimasüsteemi reaktsioon on erinev, olenevalt sellest, kas mõjutus on järsk või aeglane. Järsu mõjutuse musternäited on suure aerosooli toodanguga vulkaanipursked. Neist Pinatubo purse 1991. aasta juunis oli laadungi suuruselt kolmas ( $30 \times 10^{12}$  g) viimase 200 aasta jooksul, seda Tambora (1815) ja Krakatau (1883) järel (McCormick *et al*, 1995). Süsteemi aluspind–atmosfäär albeedo suurenes sedavõrd, et aastatel 1992–93 jäi päiksekiirguse voo tihedus 2,5 kuni 3  $\text{Wm}^{-2}$  nõrgemaks. Purske kohene jahutav mõju ei ilmnenud eriti selgesti satelliidimõõtmistest saadud globaalse troposfääri temperatuuri ridadest (vt. [www.ghcc.msfc.nasa.gov/temperature](http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/temperature)). Teatud osa võib selles olla kõrgel päikese aktiivsusel sel perioodil, st suurenenud *kütmine* töötas *jahutamise* vastu.

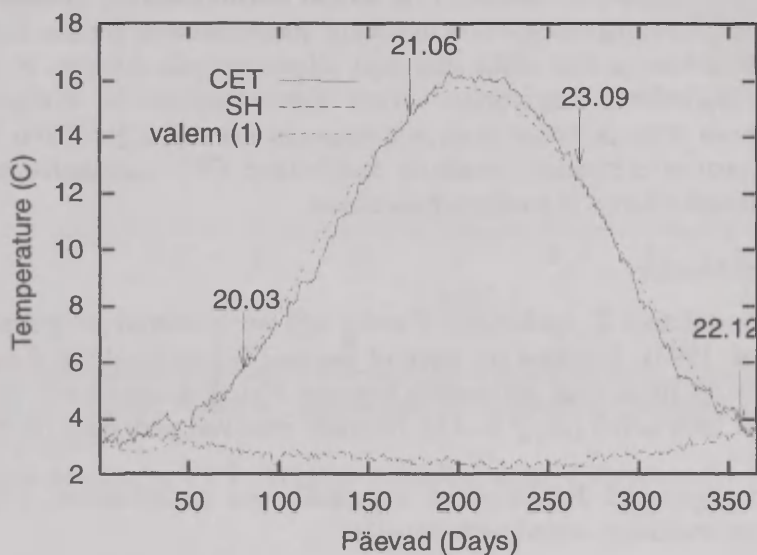
Veel vähem saab märgata aeglaselt muutuva mõjutuse tulemust. See lihtsalt sulab üldisse, üksteisest enam või vähem sõltumatute mõjutuste voogu ja tema osa oleneb ta suurusest teistega võrreldes. Just selline mõjutus on tingitud  $\text{CO}_2$  kontsentratsiooni tõusust. Tabel 1 näitab, et see kasv on põhjustanud kiirgusbilansi teoreetilise kasvu 2,4  $\text{Wm}^{-2}$ . Aga see kasv tuli pika aja peale. Kui ta oleks sündinud näiteks 15 aasta jooksul, siis tema aastane juurdekasv 0,16  $\text{Wm}^{-2}$  on võrreldav päiksekiirguse voo tiheduse päevase juurdekasvu standardhällbega (SH) – 0,18  $\text{Wm}^{-2}$ . Viimane on vaid üks komponent kiirgusbilanssis. Arvatavasti on bilansi SH suurem. Seega ei paista kusagilt põhjust, miks

peaks inimtegevuse jälg kliimas näha olema. Kui isegi järsk ja tublisti tugevam Pinatubo efekt on globaalses plaanis kadunud kliimasüsteemis valitseva negatiivse tagasiside mõjul. Lokaalne muutlikkus ei pea täpselt järgima globaalset. Selle uurimiseks saab mõndagi teha, analüüsides jaamade õhutemperatuuri aegridu.

### 3. Aastane käik

Maa orbiit on 300 aasta jooksul vähe muutunud, seega ka temast sõltuv päiksekiirguse osa, mis Maale jõuab. Nii on õigustatud ka keskmise aastase käigu määramine. See esindab perioodiliste (determineeritud) muutuste mõju õhutemperatuurile. Kõrvalekalded aastasest käigust on tingitud väga paljudest asjaoludest (nagu pilvkatte, lume ja jää jaotuse muutlikkus), seega võib nende koosmõju tulemust igal ajahetkel pidada (teatud piirides) juhuslikuks suuruseks. Juhuslikkuse iseloomu kohta annab teavet saadud jääkide rea analüüs.

Joonisel 2 on näidatud iga keskmine CET väärtus iga kalendripäeva kohta (ka liigaastate korral 29. veebruari oma eraldi), standardhälve (SH) ja lähendus valemiga (1).



**Joon. 2.** Päevade kaupa keskmistatud CET aastane käik, päevane standardhälve (SH) ja lähendus valemiga (1).

**Fig. 2.** Daily average annual course for CET, its standard deviation (SH) and approximation by means of formula (1).

Olgu  $y_t$   $t$ -nda päeva keskmine temperatuur nende 230 aasta jooksul, kus  $t = 1, 2, \dots, 366$  ning  $t=1$  vastab 1. jaanuarile. Siis võrrand

$$y_t = A_0 - A_1 \cos\left(\frac{\pi t}{183} + \phi\right), \quad (1)$$

kus  $A_0 = 9,30$ ;  $A_1 = 6,46$  ja  $\phi = -0,37$  on saadud vähimruutude meetodil, kirjeldab 88% dispersioonist.  $\phi$  väärtus  $-0,37$  näitab, et temperatuuri miinimum jääb keskmiselt 22 päeva

maha 31. detsembriga võrreldes. Suved on Kesk-Inglismaal veidi ühtlasema temperatuuriga kui talved (päevane SH muutub 2,2st suvel kuni 3,7ni talvel).

Sile aastane käik on lihtsalt leitav. Kuigi (1) pole parim sile kõver seda sõltuvust kirjeldama (joonis 2 näitab tendentslikke hälbeid vähemalt kevadel ja suvel), ei lähe ta ka kuigi kaugemale tegelikkusest. Kirdel (1939) on aastane käik kolme harmooniku abil mõnevõrra täpsemaks aetud, kui seda suudab valem (1). Kahe viimase amplituudi väiksus muudab nende kaasamise otstarbekuse küsitavaks. Kui vastavad harmoonikud oleksid olulised, tuleksid nad jääkide  $p(f)$  graafikul nähtavale. CET korral seda jooniselt 3 küll ei paista.

Aastase käigu kolm parameetrit ( $A_0$ ,  $A_1$ ,  $\phi$ ) lubavad palju paindlikumat klassifikatsiooni temperatuuri järgi kui näiteks Köppeni (1931) klassifikatsiooni kolm kuu keskmist temperatuuri. Samas saab iga koha jaoks leitud seose (1) abil kõik Köppeni klasside tingimused leida.

#### 4. Hälvete aegrea lihtsamad omadused

Aegridade muutlikkuse omadused on seotud statsionaarsuse, mittestatsionaarsuse, püsivuse ja püsimatuse mõistetega. Siin mõistame statsionaarsust laiemas mõttes ehk rida konstantse keskväärtuse ja vaid nihke suuruselt sõltuva korrelatsiooniga. Kogemustest on teada, et geofüüsikalistes aegridades võivad statsionaarsuse ja mittestatsionaarsuse omadused ilmnedagi ühes ja samas reas, aga erinevas mastaabis (nt Davis *et al*, 1996). Küllalt täpse vastuse eeltoodud omaduste kehtivusest CET anomaalia reas saab kui arutada spektraalne tihedus ja struktuurfunktsioon.

##### 4.1. Spektraalne tihedus

CET anomaaliarea  $X_t$  spektraalne tihedus  $p(f)$  on arvutatud programmi SPCTRM abil (Press *et al*, 1993). Tulemus on esitatud joonisel 3 logaritmilises skaalas.  $\log_2$  on kasutusel selleks, et lihtsustada perioodide lugemist Nyquisti sagedusele vastavast ( $\log_2 f = -1$ ) kuni kogu intervallini ( $\log_2 f = -14$ ). Nendele vastavad perioodid on 2, 4, ..., 16384 päeva.

Madalad sagedused domineerivad anomaalia rea muutlikkuses.  $p(f)$  kasvamine võrdeliselt astme-seadusega sageduse kahanedes

$$p(f) \propto f^{-\beta} \quad (2)$$

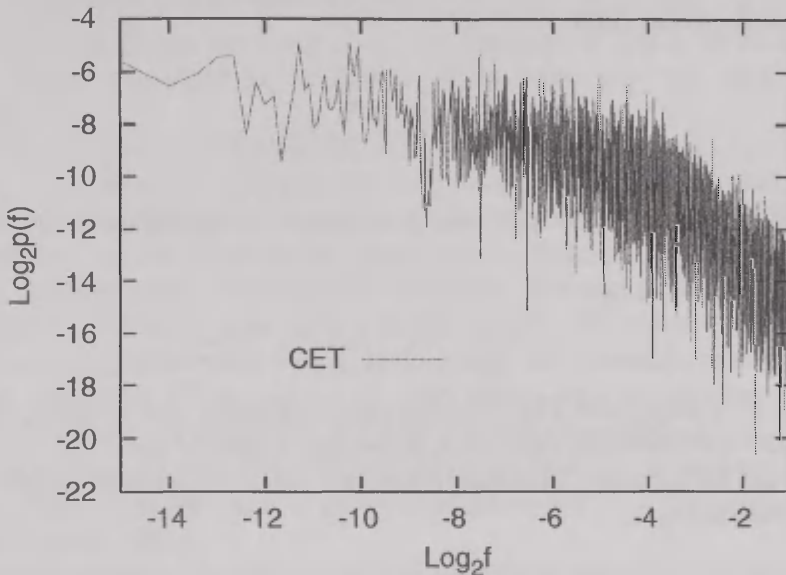
kehtib kogu reast kättesaadavas sageduste vahemikus, kuid mitte ühe ja sama  $\beta$  väärtuse juures. Kui  $\log_2 f > -4$  ehk vastav periood väiksem kui 16 päeva, on  $\beta \approx 1,7$  ja madalamate sageduste jaoks on  $\beta \approx 0,4$ . Sama  $\beta$  väärtuse juurde madalate sageduste korral jõudsid ka Baliunas *et al* (1997) rakendades lainekeste analüüsi CET aasta keskmiste reale.

Saadud  $\beta$  väärtus kõrgemate sageduste korral (1,7) on väga lähedane tuntud viis kolmandikku seadusele, mis vastab temperatuurivälja struktuurile lokaalselt isotroopse turbulentse voolamise korral (Obuhov, 1949).

Oluline on veel, et viidates  $p(f)$  hinnangute suurele dispersioonile võib öelda, et ükski sagedus ei domineeri CET anomaalia muutlikkuses (joonis 3). Viimane väide on teatud vastuolus mitmete eelnevate tulemustega (Plaut *et al*, 1995; Baliunas *et al*, 1997), kes tundlikumaid meetodeid kasutades on leidnud rea esileküündivaid perioode (nagu 7,5,



14,4 jne aastat). Nende amplituudid siiski ei eristu väga tugevalt üldise Fourier' moodide aeglase kasvu taustal, mis kaasneb sageduse kahanemisega. Seega need analüüsid pikema sageduste vahemiku kohta toetavad valemit (2), kus  $0 < \beta < 1$ . See  $\beta$  vahemik on põhjustanud matemaatikute mitmeid vaidlusi, et kas temast piisab laiemas mõttes statsionaarsuseks või mitte (vt Mandelbrot, 1982). Mandelbrot ise siiski tunnistab statsionaarsuse kriteeriumiks tingimust  $\beta < 1$ . Seda järgides osutub 230 aasta anomaalia rida mittestatsionaarseks statsionaarse juurdekasvuga protsessiks lühemas mastaabis (alla 16 päeva) ja statsionaarseks pikemas mastaabis.



**Joon. 3.** CET anomaalia spektraalne tihedus  $p(f)$  log/log skaalas. Sagedus  $f = 1/T$  ( $T$  – päevades) ehk -1 vastab Nyquisti sagedusele, st 2päevasele perioodile, ja -14 16384-päevasele perioodile.

**Fig. 3.** Spectral density for CET anomaly in log/log scale. Frequency  $f = 1/T$  where  $T$  – in days.

Päevaste juurdekasvude ( $x_t = X_t - X_{t-1}$ ) rea spektraalses tiheduses domineerivad kõrgemad sagedused, sarnaselt troposfääri keskmise temperatuuri omale (Kärner 2001b, joonis 2). Maksimum on kuskil 8päevaste perioodide juures. Edasi tuleb pidev langus. Kaheksa päeva on ligikaudu 1/45 osa aastast. Selle aja jooksul atmosfääri ülapiirile langev päiksekiirguse voo tihedus muutub umbes  $22/45 \approx 0,5 \text{ Wm}^{-2}$  võrra. See nivoo võib seega omada teatud füüsikalist tähtsust Maa kliimasüsteemi funktsioneerimise mõistmisel. Nii suurest muutusest alates hakkab päiksekiirguse muut domineerima (st muutma senist arengut) ja madalamad sageduste osatähtsus juurdekasvude Fourier' moodides järjest väheneb.

Formaalselt võiks saaduga rahule jääda ja pikemat mastaapi puudutava analüüsi mõtetes jalutada hästivalgustatud statsionaarsete protsesside alleel. Ehk ongi üle 16 päeva keskmine juba käsitletav klimatoloogilisena ehk meteoroloogidele tuntud *normina*? Järeldustega tuleks olla ettevaatlik. Mandelbroti kriteerium ei paista olevat nii võimas, et tema alusel loodusvaatlustest saadavaid mitmekesiseid ridu klassifitseerida. Viimased on

täis üllatusi ja väärivad põhjalikumat uurimist. Andmeanalüüs peabki lähtuma üldisemast vaatenurgast – temperatuuriridu tuleb käsitleda alustades mittestatsionaarsuse eeldusest, kui on tarvis mingit konkreetset uut etappi uurida. Mittestatsionaarseteks statsionaarse juurdekasvuga ridadeks on mõned neist osutunud (Lovejoy, Schertzer, 1986; Kärner, 2001b).

#### 4.2. Pikk mälu

Enne pikaajalise mälu hindamise juurde asumist on kasulik vaadelda trajektoori dispersiooni kasvamise variante ühedimensionaalsel juhul. Trajektoori  $X_t$  väärtus momendil  $t$  saab esitada kujul

$$X_t = \sum_{i=0}^{\infty} x_{t-i}, \quad (3)$$

kus  $x_t = X_t - X_{t-1}$  on vastav (siin päevane) juurdekasv.  $X_t$  muutlikkuse uurimine baseerub juurdekasvu

$$X_{t+\tau} - X_t = x_{t+1} + \dots + x_{t+\tau}, \quad (4)$$

kus  $t = 0, 1, \dots, T-\tau$  dispersiooni kui  $\tau$  funktsiooni hindamisel. Selle funktsiooni omadused määratakse päevaste juurdekasvude rea  $x_t$  statistiliste omaduste poolt.

Erinevas kirjanduses struktuurfunktsiooni või variogrammi nime all tuntud funktsioon avaldub kujul:

$$\begin{aligned} D(\tau) &= \frac{1}{T-\tau} \sum_{i=1}^{T-\tau} (X_{i+\tau} - X_i)^2 \\ &= \frac{1}{T-\tau} \sum_{i=1}^{T-\tau} (x_{i+1} + \dots + x_{i+\tau})^2 \\ &= \tau \left[ C(0) + 2 \sum_{i=1}^{\tau-1} (1 - i/\tau) C(i) \right], \end{aligned} \quad (5)$$

kus  $C(i)$  on juurdekasvude  $x_t$  autokovariatsioon nihke  $i$  juures. Oluline liige muutlikkuse uurimisel on

$$U(\tau) = C(0) + 2 \sum_{i=1}^{\tau-1} (1 - i/\tau) C(i). \quad (6)$$

Kui  $T$  ja  $\tau$  piiramatult kasvavad, võivad  $D(\tau)$  arengus tekkida järgmised olulised erijuhud.

- Kui  $U \rightarrow \text{const} < \infty$ , siis uuritava dispersiooni kasv muutub pikapeale proportsionaalseks  $\tau$ -ga. Tegemist on natuke üldisema juhusliku jalutaja juhtumiga kui tema klassikaline kuju (ehk sõltumatud juurdekasvud, millest järeldub, et  $C(i) = 0$

iga  $i > 0$  korral). Siin ei pea korrelatsioonid eraldi nullid olema, vaid summa lihtsalt koonduma mingiks lõplikuks suuruseks. Lühikese mäluga read (näiteks lineaarsete autoregressiooni mudelitega genereeritavad) viivad sellise olukorrani.

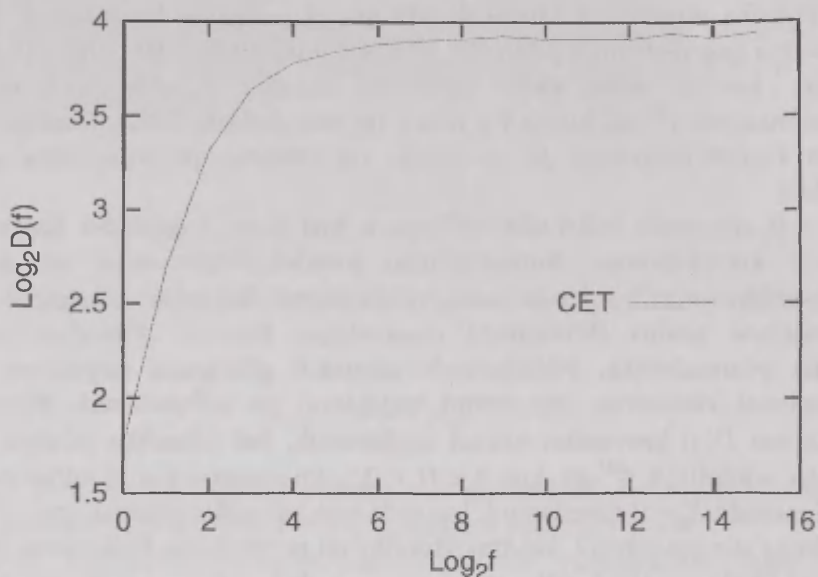
- Kui  $U \rightarrow \infty$ , siis domineerib  $U(\tau)$  avaldises positiivne autokorrelatsioon igas mastaabis juurdekasvude vahel ( $\tau$  kasvades summa suureneb). See tähendab, et trajektoori hülbel  $X_t$  on tendents kasvada ka tulevikus, kui ta seda oli teinud minevikus ja vastupidi. Omadust on hakatud nimetama püsivuseks (Mandelbrot, 1982). Füüsika seisukohast tähendab püsivus, et positiivse tagasisidega süsteem on antud aegrea genereerimisel juhtrollis. Matemaatiliselt tähendab sama asi, et  $\tau$  kasvab kiiremini, kui ta seda teeks juhusliku jalutaja trajektoori korral, näiteks proportsionaalselt  $\tau^{2H}$ -ga, kus  $0,5 < H < 1$  (nt Mandelbrot, 2002). Suuruse  $H$  tuntuim nimi on Hursti eksponent ja ta suurus on otsustav püsivuse ning püsimatuse eristamisel.
- Kui  $U \rightarrow 0$ , siis omab erilist tähtsust variant, kus  $U(\tau) \rightarrow \text{const} > 0$ . See on juht, kus negatiivse korrelatsiooni domineerimine juurdekasvude vahel ulatub piisavalt kaugele, et lõpetada  $D(\tau)$  kasvu teatud nihke juures. Suuremas mastaabis on siis üks statsionaarsuse eeldus (konstantne dispersioon) täidetud. Omadust on hakatud nimetama püsimatuseks. Füüsikaliselt tähendab püsimatus negatiivse tagasiside domineerimist süsteemis, mis antud trajektoori on põhjustanud. Matemaatiliselt tähendab see  $D(\tau)$  kasvamise kiirust aeglasemalt, kui juhusliku jalutaja trajektoori korral ehk võrdeliselt  $\tau^H$ -ga, kus  $0 < H < 0,5$ . Püsimatuse korral külastab trajektoor tasakaaluasendit  $X_t = 0$  sagedamini, kui seda teeb juhusliku jalutaja oma. Väärtus  $H = 0$  on näiteks siis saavutatav, kui trajektooriks on perioodiline funktsioon. Mandelbrot ja Wallis (1969) arvutasid välja, et puhta sinusoidi korral  $H \rightarrow 0$  kiiresti, kui  $\tau$  ületab mõne täisperioodi pikkuse.

Maa orbiidi parameetrite pikaajaliste muutuste järgi otsustades (nt Berger, Loutre, 1991) on  $U(\tau)$  päiksekiirguse jaoks aeglaselt võnkuv suurus. Selle võnkumise mõju Maa temperatuurile on omaette teema. Siin saame vaid arvutada dispersiooni kasvu mõõdetud CET 230 aastase rea alusel ja leida, millise variandi poole ta kiskus nende aastate jooksul.  $D(\tau)$  kasvamise kiirus  $\tau$  suhtes on arvatud valemi (5) esimese rea järgi ja näidatud joonisel 4 logaritmilises skaalas.

Astme-seaduse eksponent  $H$  on arvatud vähimruutude meetodil joonise 4 järgi nähtavast (suurte  $\tau$ -de korral heast) lineaarsest seosest  $D(\tau)$  ja  $\tau$  logaritmidest vahel. Kliima seisukohalt ongi esmatähtis süsteemi pikaajaline mälu ehk seos suurte  $\tau$  väärtuste korral. Joonis näitab, et kusagilt poole kuu mastaabist alates on  $\log_2 D(\tau)$  kõver ligikaudu paralleelne abstsiss-teljega. Täpsemalt, vähimruutude sobitus vahemikus 6 kuni 15 (ehk 64–32768 päeva) annab  $H = 0,003$ . Tulemus näitab, et pika aja jooksul oli trajektoor tasakaalu lähedal. Suuri hülbeid pikemas mastaabis polnud. See on praktiline näide sellest, et tugev püsimatus ( $H \approx 0$ ) saab süsteemis valitseda ka ilma, et ükski sagedus domineeriks (nagu näha jooniselt 3). Füüsikaliselt tähendab see tugeva negatiivse tagasiside valitsemist Maa kliimasüsteemis alates 16 päeva mastaabist ( $\log_2 \tau = 4$ ). Ja  $D(\tau)$  graafiku järgi on nende 230 aasta üldiseloostus Kesk-Inglismaa õhutemperatuuri jaoks statsionaarsus.

Antarktika ja Gröönimaa jääkilbi puurimistulemuste analüüs on näidanud, et pikemas mastaabis võib  $H$  saada väärtusi 0,2 juurest, mis tähendab palju suuremaid trajektoori kõikumisi viimase jääaja järgselt (Schmitt *et al*, 1995). Seega üldisemas

plaanis jääb  $H$  tugevalt mastaabist sõltuma ka palju kaugemal kui 16 päeva. Tema arvutamine eri paikade temperatuuriridadest annab lisainfot lokaalsetest temperatuurimuutustest. Kuid positiivse tagasiside viidet (st  $H > 0,5$ ) ei ole seni veel temperatuuri trajektooridest leitud. Senised sellekohased väited kirjanduses (nt Koscielny-Bunde *et al*, 1998) on osutunud vigasteks, sest autorid on segi ajanud trajektoori ja selle juurdekasvu mõisted. Probleem sai alguse juba Hursti arvutustest (vt Kärner, 2001a).



**Joon. 4.** CET anomaalia struktuurfunktsioon logaritmilises skaalas.  $\tau$  on päevades.

**Fig. 4.** CET anomaly structure function.  $\tau$  in days.

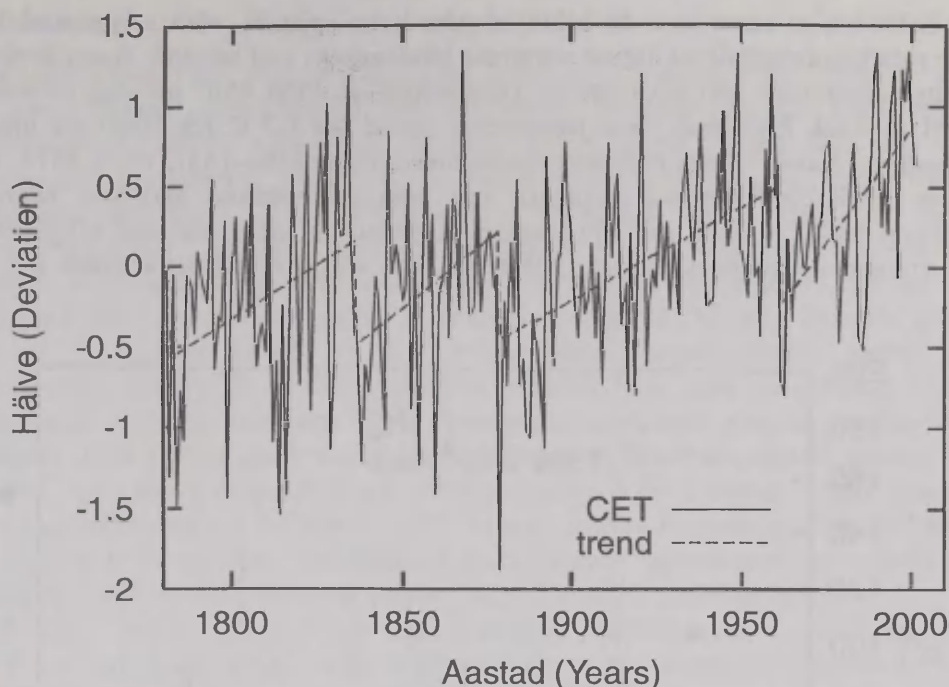
## 5. Aastane keskmine loob erineva pildi

Kui tähtsusetu võib üks keskmine kriteerium olla mingi osarea suhtes, peaks ilmnema järgnevast näitest. Selles on esitatud CET aasta keskmise anomaalia (arvutatud päevastest hälvetest) muutus 230 aasta jooksul. Aastane keskmistamise mastaap tundub selliseks tegevuseks loomulik, sest ta summeerib temperatuuri muutlikkuse päiksekiirguse muutuse perioodide kaupa.

### 5.1. Aasta keskmine anomaalia

Aasta keskmine CET anomaalia trajektoor on esitatud joonisel 5. Silma järgi hinnates saab leida 4 aastat (1782, 1838, 1879 ja 1962), millede jooksul leidis aset kiire jähnenemine (iga kord ca  $0,7^{\circ}\text{C}$ ). Vahepealsetel perioodidel on suure aastatevahelise muutlikkusega kaasnenud ka pidev soojenemine. Aasta keskmise anomaalia väärtused ( $z_t$ ) neil perioodidel võib lineaarse seosega  $z_t = at + b$  lähendada. Siin  $t$  on aasta number ( $t = 0$  vastab 1781) ja  $a$  ning  $b$  on leitud vähimruutudega. Kordajate väärtused nelja perioodi kohta on antud tabelis 2. Saadud murdjoon (vt joonis 5) kirjeldab ca 30% CET aastase anomaalia dispersioonist.





Joon. 5. CET aasta keskmise anomaalia muutlikkus.

Fig. 5. Variability of the CET annual mean anomaly.

Tabel 2. Nelja ajutist trendi iseloomustavad parameetrid.

Table 2. Parameters describing four temporary trends.

Aastad	tõus $a$	algordinaat $b$	jahenemine ( $^{\circ}\text{C}$ )
1782–1837	0,0135	-0,719	-0,65
1838–1878	0,0170	-1,601	-0,68
1879–1961	0,0116	-1,709	-0,73
1962–?	0,0288	-5,735	?

## 5.2. Päikese aktiivsuse mõju?

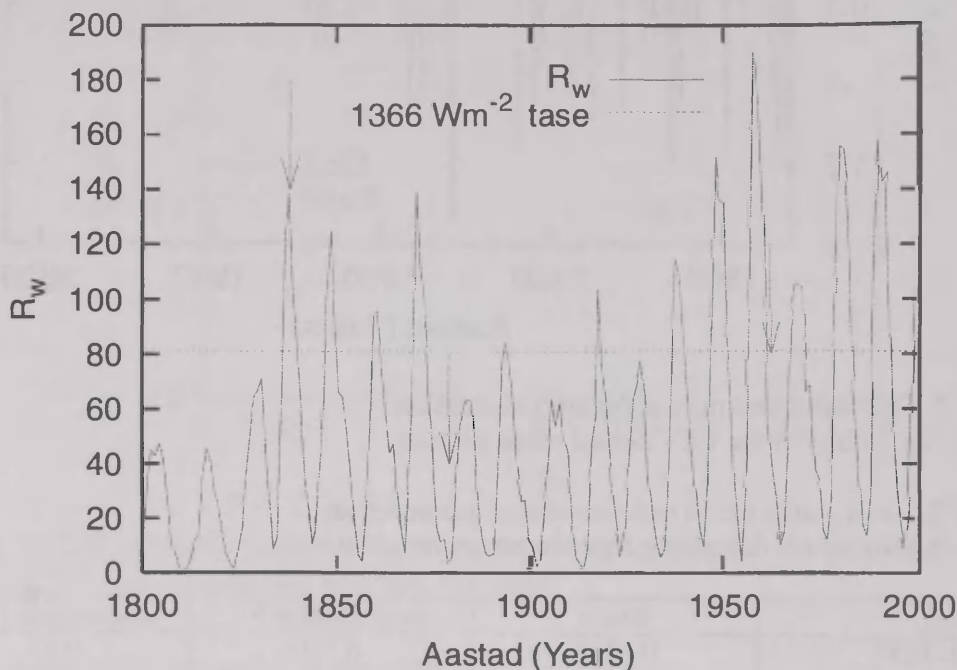
Kõrvutamine päikese aktiivsuse graafikuga (joonis 6) näitab, et need ajutised trendid võivad olla tingitud päiksekiirguse muutustest atmosfääri ülapiiril. Päikese-kiirguse voo tiheduse ( $I \text{ Wm}^{-2}$ ) ja aktiivsuse näitajate Wolffi arvude  $R_w$  vahelist seost aastatel 1978–1999 on võimalik kirjeldada lineaarselt (Kärner, 2002):

$$\bar{\xi} = A\bar{\eta} + B \quad (7)$$

Siin  $\xi = I - 1366,2$  (kus  $1366,2 \text{ Wm}^{-2}$  on nende aastate keskmine) ja  $\eta = R_w/100$ . Seos on leitud aasta keskmiste suuruste  $\xi$  ja  $\eta$  vahel, kus  $A = 0,67 \pm 0,01$  ja  $B = -0,56 \pm 0,005$ . Võrrand (7) kirjeldab 88% aastaste kiirgusvoo tiheduse anomaaliade dispersioonist.



Eeldades, et sama seos on kehtinud juba kolm sajandit, võib salvestatud Wolffi arvude rida kasutada päiksekiirguse muutuste hindamiseks neil aastatel. Aasta keskmised  $R_w$  väärtused viimase 200 aasta jooksul koos statistilise  $1366 \text{ Wm}^{-2}$  nivooaga on näidatud joonisel 6. Kesk Inglismaa järsu jahenemise aastad (ca  $0,7^\circ\text{C}$  iga kord) on märgitud noolekestega. Joonis näitab, et pideva soojenemise etapid 1782–1837, 1838–1878, 1879–1961 ja 1962–2000 ühtivad aastatega, mil keskmine päikese aktiivsus kasvas nn Gleissbergi tsükli jooksul, mis (7) toetusel tähendab ka meile jõudnud kiirgusenergia hulga suurenemist (näiteks aastast 1905 kuni 1960 võis voo tihedus kasvada  $0,7 \text{ Wm}^{-2}$  võrra).



**Joon. 6.** Aasta keskmised Wolffi arvud  $R_w$  andmed ja statistiline  $1366 \text{ Wm}^{-2}$  nivoo. Järsu jahenemise aastad Kesk-Inglismaal on märgitud nooltega.

**Fig. 6.** Annual Wolff numbers  $R_w$  and the statistical  $1366 \text{ Wm}^{-2}$  level. Abrupt cooling years for Central England are shown with arrows.

Iga järsu jahenemise aasta asub mõnevõrra pärast lokaalselt kõige kõrgema aktiivsusega tsüklit. Joonis ei ulatu tagasi aastasse 1782, aga näiteks Eddy (1976) artiklist saab öeldut kontrollida. Seega päikese aktiivsuse käik toetab soojenemise trendide olemasolu, aga ei toeta järsku jahenemist, kuna kiirgusvoo nõrgenemine, seose (7) järgi vähemalt, peaks olema palju aeglasem. Üks põhjus siin võiks olla ookeanide suur soojusmahtuvus, mis võimaldab pikaajalist akumulatsiooni.

See on näide lineaarse lähenemise piiratusest kliimasüsteemi uurimisel. Viimane muutub kõigi mõjutuste koostöö tulemusena. Algul ilmsena tunduv juhtiv tegur temperatuuri muutuses osutub natuke hiljem piduriks äsjakonstrueeritud põhjuslikkuse ahelas. Igaüks võib siin ise pakkuda seost (näiteks regressioonivõrrandi kujul) suurenenud  $\text{CO}_2$  kontsentratsiooni ja viimase CET trendi (1963 – praeguseni) vahel. Aga kui kaua need kaks kasvu võiks veel koos eksisteerida?

## 6. Kokkuvõtteks

Põgus tutvus CET rea muutlikkusega lubas leida vähemalt ühe variandi kuidas ENEs antud kliima definitsioonist kvantitatiivselt aru saada. Selleks tuleb eraldada deterministlik ja juhuslik komponent. Esimene on keskmine aastane käik, mis vastab *ilmade laadile ja rütmile*. Teine osa on jäägid sellest käigust, mida saab vaadelda *aastakümnete ilmade statistika* andmebaasina. Mõlemad kokku esindavad *pidevalt muutuvat atmosfääri seisundit*. Pidevad muutused võivad olla determineeritud või juhuslikud. Klimatoloogilise andmeanalüüsi seisukohalt on viimased olulisemad. Seda teadis juba Kirde (1939), kui ta esitas Tartu Observatooriumi 70 aasta andmete analüüsi tulemused. Ta eraldas aastase käigu ja esitas jääkide sagedusjaotuse mitme jaama temperatuuride jaoks olles niiviisi statistilise analüüsi osas oma aja soliidset tasemel. Kahjuks pole viimase 60 aasta Eesti temperatuuriandmeid piisava järjekindlusega analüüsitud. Kivi (1990) poolt esitatud kuu keskmised õhutemperatuurid aastatel 1955 kuni 1989 Tartu kohta erinevad Kirde (1939) omadest kuni 1 kraad. Sellele vaatamata leiavad kogumiku autorid (vt Ross, 1990), et meil kliima muutub. Selline leid kuulub emotsionaalse klimatoloogia valdkonda. Ratsionaalsema orientatsiooniga autorid oleks lisanud arvutustulemused Tartu 100 aastase temperatuurirea muutuste kohta.

Paljude aastate jooksul on matemaatiline mõtlemisviis loonud aparatuuri juhuslikkuse iseloomu eristamiseks statsionaarsuse ning püsivuse seisukohalt. Nende mõistetega on seotud kaks *igavest* probleemi klimatoloogias.

- Erinevates mastaapides eksisteerivad trendid kliimat kirjeldavate muutujate ridades, mis otse *kohustavad* peamist põhjust otsima. Viimase saab korrelatsioonifunktsiooni abiga sageli ka *leida*, eriti kui unustada, et piisavalt tugeva autokorrelatsiooni mõju võib kanduda vastastikusesse korrelatsiooni. Jooniste 5 ja 6 vaatlus peaks õpetama neid tulemusi õigesti hindama – suvalises mastaabis toimuv muutus ei pea tingimata veel seostuma terminiga *kliima*. Eriti, kui selle sõnaga kaasnev ajalise mastaabi arvuline suurus pole kindel. Mittestatsionaarsus garanteerib lokaalsete trendide esinemise. Et saada kliimasüsteemi kohta täpsemat infot, tuleb põhjalikult uurida eri mastaabis keskmistatud muutujate jaotusi. Mittestatsionaarsusest tingituna ei piisa üksi (temperatuuri)anomaalia jaotusest. Statsionaarse juurdekasvuga rea muutlikkuse iseloomu määravad juurdekasvu jaotus ja selle Hursti eksponent  $H$ .
- Praeguses kliima käsitluses tundub ajaline mastaap olevat väga suvaline selleks, et IPCCi muutuste *avastamist* lihtsustada. Definitsioonis viidatud paarikümneaastase ajavahemiku täpsem järgimine vähendaks selliseid avastusi. Endiselt on vastuseta küsimus: kui suur on see ajavahemik, üle mille võetud *keskmist ilma* oleks mõtet kirjeldada teise terminiga *kliima*. Kliima definitsioonis osutub see üheks olulisemaks. Vastus oleks lähedal, kui leiduks ajaline mastaap, millest alates kliimamuutujate mittestatsionaarsus asenduks statsionaarsusega. Kas selline mastaap üldse leidub? Ghil (2002) kaldub arvama, et ei leidu. Ta toob küll palju näiteid, aga need veel ei garanteeri, et muutlikkus igas mastaabis viiks alati mittestatsionaarsuseni. Joonis 4 jälle viitab sellele, et sobiva ajalise mastaabi otsingud erinevate geograafiliste alade jaoks võiks jätkuda. Näiteks kliima peamiste muutujate juurdekasvude jaotuste ja  $H$  hinnangute laialdase uurimise teel. Vastusele lähemale ei saa muidu, kui järjekindla, statsionaarsuse eeldustest rikkumata andmeanalüüsi abil. Meteojaamade andmetest erilist puudust ei tohiks olla.

## Tänuavaldused

Autor tänab Hadley Keskust loa eest kasutada CET aegrida aadressilt [www.badc.rl.ac.uk](http://www.badc.rl.ac.uk). Töö on tehtud ETF grandi 5004 toetusel.

## Kirjandus

- Baliunas, S., Frick, P., Sokoloff, D., Soon, W., 1997. Time scales and trends in the Central England Temperature data (1659–1990): a wavelet analysis. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1351–1354.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Sci. Rev.*, 10, 297–317.
- Christy, J.R., Spencer, R.W., Braswell, W.D., 2000. MSU tropospheric temperatures: dataset construction and radiosonde comparisons. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 17, 1153–1170.
- Davis, A., Marshak, A., Wiscombe, W., Cahalan, R., 1996. Multifractal characterizations of intermittency in non stationary geophysical signals and fields. *Current Topics in Non-stationary Analysis* (Eds. Trevino, G. *et al*). World-Scientific, Singapore, 97–158.
- Eddy, I.A., 1976. The Maunder minimum. *Science*, 192, 1189–1202.
- Fröhlich, C., Lean, J., 1998a. Total solar irradiance variations. *New Eyes to see inside the Sun and Stars. Proceedings IAU Symposium 185, Kyoto, August 1997* (Eds. Deubner, F.L. *et al*). Kluwer Academic Publ., Dordrecht, The Netherlands, 89–102.
- Fröhlich, C., Lean, J., 1998b. The suns total irradiance: cycles, trends and related climate change uncertainties since 1978. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 4377–4380.
- Ghil, M., 2001. Natural climate variability. *Encyclopedia of global environmental change*, vol. 1 (Eds. MacCracken, M., Perry, J.). John Wiley, New York.
- IPCC, 1996. *Climate change 1995: the science of climate change. Contribution of WG I to the second assessment report of the IPCC* (Eds. Houghton, J.T. *et al*). Cambridge University Press.
- IPCC, 2001. *Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of WG I to the third assessment report of the IPCC* (Eds. Houghton, J.T. *et al*). Cambridge University Press.
- Jaagus, J., 1998. Aastaajad ja kliimamuutused. *Eesti Loodus*, 2, 87–89.
- Jaagus, J., 1999. Uusi andmeid Eesti kliimast. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 28–40.
- Kirde, K., 1939. Andmeid Eesti kliimast. *TÜ Meteoroloogia Observatooriumi Väljaanded*, nr 3.
- Kivi, R., 1990. Õhu- ja maapinnatemperatuur. *Tartu kliima ja selle muutumine viimastel kümnenditel* (Ed. Kivi, R.). TA AAI, Tartu, 109–136.
- Koscielny-Bunde, E., Bunde, A., Havlin, S., Roman, H.E., Goldreich, Y., Schellnhuber, H.-J., 1998. Indication of a universal persistence law governing atmospheric variability. *Phys. Rev. Lett.*, 81, 729–732.
- Kärner, O., 2001a. Comment on the Hurst exponent. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3825–3826.
- Kärner, O., 2001b. Arvutusi kliima muutlikkusest. *Eesti Füüsika Seltsi Aastaraamat*, XII, 59–76.
- Kärner, O., 2002. On total solar irradiance variability. *Proceedings of the SOHO 11 Symposium From Solar Min to Max: Half a Solar Cycle with SOHO. WRC/PMOD, Davos, Switzerland*, 215–218.
- Köppen, W., 1931. *Grundriss der Klimakunde*. Berlin, Leipzig.
- Lovejoy, S., Schertzer, D., 1986. Scale invariance in climatological temperatures and the local spectral plateau. *Ann. Geophys.*, 4B, 401–410.
- Mandelbrot, B.B., 1982. *The fractal geometry of nature*. W.H. Freeman, New York.
- Mandelbrot, B.B., 2002. *Gaussian self-affinity and fractals*. Springer, New York.
- Mandelbrot, B.B., Wallis, J.R., 1969. Robustness of the rescaled range R/S in the measurement of noncyclic long run statistical dependence. *Water Resources Res.*, 5, 967–987.
- McCormick, M.P., Thomason, L.W., Trepte, C.R., 1995. Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption, *Nature*, 373, 399–404.



- Monin, A.S., 1982. Vvedeniye v teoriyu klimata. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Obuhov, A., 1949. Structure of the temperature field in a turbulent flow. *Izv. Akad. Nauk SSSR Ser Geogr. i Geofiz.*, 13, 58-69.
- Parker, D.E., Legg, T.P., Folland, C.K., 1992. A new daily Central England temperature series, 1772-1991. *Int. J. Climatol.*, 12, 317-342.
- Plaut, G., Ghil, M., Vautard, R., 1995. Interannual and interdecadal variability in 335 years of Central England Temperature. *Science*, 268, 710-713.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, V.T., Flannery, B.P., 1993. Numerical recipes in FORTRAN, 2nd ed. Cambridge University Press, New York.
- Ross, J., 1990. Kas Eesti kliima on muutumas? Tartu kliima ja selle muutumine viimastel kümnenditel (Ed. Kivi, R.). TA AAI, Tartu, 175-180.
- Schmitt, F., Lovejoy, S., Schertzer, D., 1995. Multifractal analysis of the Greenland ice-core project climate data, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1689-1692.

## **Climatology – an Arithmetic Folklore or Rational Data Processing?**

Olavi Kärner  
*Tartu Observatory*

### **Summary**

IPCC working group insists that they have found the evidence of human influence on climate leading to the current global warming. Due to that claim a number of climatologists spend their time in finding additional warming cases and commenting upon their purpose. But the IPCC compares the annual average solar forcing with the mainly human-induced CO<sub>2</sub> forcing. Such approach is incorrect (Fig. 1). The earth climate system has never zero radiation budget due to the eccentricity of the earth's orbit. Due to non-linearity the (annual) average reaction does not coincide with the reaction to average forcing. This means that contrary to the IPCC (2001) Table 3, the forcing due to the increase in greenhouse gases is not the leading one.

Rational approach should start with studying the actual variability of climate variables. An example is presented on the basis of the 230-year daily temperature record from Central England. The variability is divided into deterministic (due to the earth's orbit) and stochastic (due to many different forcings) parts. The deterministic part is eliminated by studying the deviations from the mean annual course. In average, they show stationary behaviour. But such result is produced by averaging several non-stationarity periods (retaining stationary increments) in the temperature record (Fig. 5). This means that a consistent climatological data analysis should be accompanied by non-stationarity assumption. The widely used long-range averages (climatic norms) make no sense. A more accurate description can be achieved by using the increment distributions together with their Hurst exponents. The latter is a crucial factor in distinguishing between the positive and negative cumulative feedback dominating in the earth's climate system.

## **Tallinnas mõõdetud õhutemperatuuri aegrida**

Andres Tarand  
*Tallinna Botaanikaead*

### **1. Sissejuhatus**

Tallinna õhutemperatuuri aegrea rekonstrueerimine kuu keskmiste tasemel algas Tallinna Botaanikaaias 25 aastat tagasi. Lähtekohtadeks olid Tallinna andmed E. Maanvere juhtimisel koostatud kliimateatmikus (Klimatologičeskij ..., 1954), Tallinna Botaanikaaias korraldatud mesokliima (ranniku- ning linnakliima) uurimused ja esialgsed andmed varasematest ilmavaatlustest Eestis. Artikli autoril on säilinud 16. veebruari 1977. a ettekande käsikirjaline kava Eesti Geograafia Seltsi (EGS) hüdroloogia-klimatoloogia sektsiooni seminarilt Tallinnas, mis usutavasti käib ka analoogse ettekande kohta 30.03.1977. a EGS Tartu osakonnas. Autorid V. Astok, M. Otsmann ja A. Tarand esitasid statistilise töötluse Tallinna poolteise sajandi õhutemperatuuri andmetest kuu keskmiste põhjal ning kava Eesti ajaloolise kliima rekonstrueerimiseks. Sama materjal koos R. Heino vahendusel saadud Helsingi vaatlustulemuste võrdlusega ilmus ühes Moskvas peetud konverentsi ettekannete kogumikus (Astok, Tarand, 1980). Seni trükkis ilmunu Tallinna temperatuuri vaatluste kvaliteedi ning varasemate vaatluste tegijate ja tingimuste kohta on võrdlemisi hajutatud eritasemeliste väljaannete vahel, mis tohiks olla õigustuseks käesoleva artikli ilmuniseks. Autor on ka seetõttu sunnitud ehk mitte päris kooskõlas heade tavadega liigagi tsiteerima iseennast.

Meteoroloogiliste aegridade homogeniseerimine koosneb õhutemperatuuri puhul järgmistest komponentidest:

1. Erinevatest vaatlusaegadest tingitud ööpäeva keskmise temperatuuri taandamine 24 tunni keskmisele.
2. Vaatlustes esinevate lünkade täitmine.
3. Mõõtmiste asukoha muutumisest tingitud mere ning linna (mesoskaala) mõjude elimineerimine.

Mõõtmistingimuste standardiseerimine (vaatlusväljak, meteoroloogiline onn) leidis aset 19. sajandi teisel poolel (Tallinnas 1870) ning varem tehtud vaatluste kohta täpseid parandeid reeglina kasutada ei ole võimalik. Mõõtmiste täpsust aitavad hinnata sel juhul andmed vaatlustingimuste kohta, kui need on saadaval.

Homogeniseerimine vastavate arvutiprogrammide kaudu, mis tuli käibele 10 aastat tagasi, ei ole käesolevas töös kasutamist leidnud. Põhjuseks on Tallinna õhutemperatuuri homogeniseerimisega seotud varasem töötlemine ning autori arvates ka asjaolu, et ühe jaama puhul on "käsitöönduslik" meetod kvalitatiivselt tundlikum.

### **2. Hilisemad vaatlused**

Meteoroloogiliste vaatluste defineerimine tänapäevasteks või modernseteks on rangelt võttes tinglik. Seda põhjustavad peamiselt vaatlusmetoodika muudatused, mis õhutemperatuuri puhul on ulatunud põhjasuunas asuvale aknale kinnitatud ekraniseerimata termomeetrist kuni standardiseeritud vaatlusväljakul meteoroloogilises

onnis asuva mõõteriistani või väga varieeruvate vaatlusaegade ühtlustamiseni rahvusvahelises ulatuses.

Tallinnas on esimene võimalus lugeda vaatlustingimused standardiseerituks alates Eestimaa Kirjandusliku Ühingu vaatlusvõrgu töölerakendamisest 1849. a lõpul. Kasutatud termomeetrid olid kontrollitud Jelgavas (siis Mitau) nn normaaltermomeetriga (Jordan, 1889). Võrgus korraldatud vaatlusi tehti uue kalendri järgi, mistõttu mitmesugustes väljaannetes trükitud kuude keskmised temperatuurid on kasutatavad ka juhul, kui ööpäevaste vaatluste tabelid on kaotsi läinud. Sellest varem oli uue kalendri järgi vaadelnud vaid Carl Kalk Paldiskis (aastast 1835). Eestimaa Kirjandusliku Ühingu vaatlusmaterjale säilitatakse Akadeemilise Raamatukogu Baltika osakonnas (IX-1834).

*Erinevatest vaatlusaegadest tingitud* ebahomogeensuse kõrvaldamisega tegeles Venemaal tehtud vaatlustulemustest juba H. Wild (1881). Õhutemperatuuri taandamiseks 24 tunni keskmisele vajalikud parandid Eesti kohta on andnud E. Maanvere (Klimatologičeskij ..., 1954). Reeglina on olnud need aluseks ka Tallinna aegrea koostamisel. Mõnel üksiku juhtumil, kus nimetatud allikates parandusi ei leidunud, kasutati hilisemat kliimateatmikku (Spravočnik ..., 1965).

Tõsisteks häireteks Tallinna aegreas on *lüngad vaatlustes*, mis on seotud kahe maailmasõjaga, harvem vaatlusvõrgu reorganiseerimisega. Ajavahemikust 1908–1946 on neil põhjustel Tallinnas puudu kokku 62 kuu keskmist temperatuuri. Lünkade täitmiseks kasutasime vähima dispersiooni meetodit, kombineerides baasandmetena lähikonna vaatlusjaamade andmetest leitud keskmisi vahesid. Loomulikult piiras valikut vaatluste katkemine sõja ajal ka naaberjaamades, mistõttu perioodi 1916–1919 õhutemperatuur Tallinnas on arvatud Tartu ning Helsingi (Kaisaniemi) põhjal. Taustperioodiks viimasel juhul olid aastad 1920–1939, kuna teistel juhtudel rakendatud taustperioodi 1950–1964 ei olnud võimalik kasutada Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi sulgemise tõttu aastal 1953. Loend kasutatud parandeist leidub tabelis 1.

**Tabel 1.** Tallinna aegrea lünkade täitmiseks kasutatud parandid (0,1°C).

**Table 1.** Corrections used in filling gaps in modern observations (in 0.1°C).

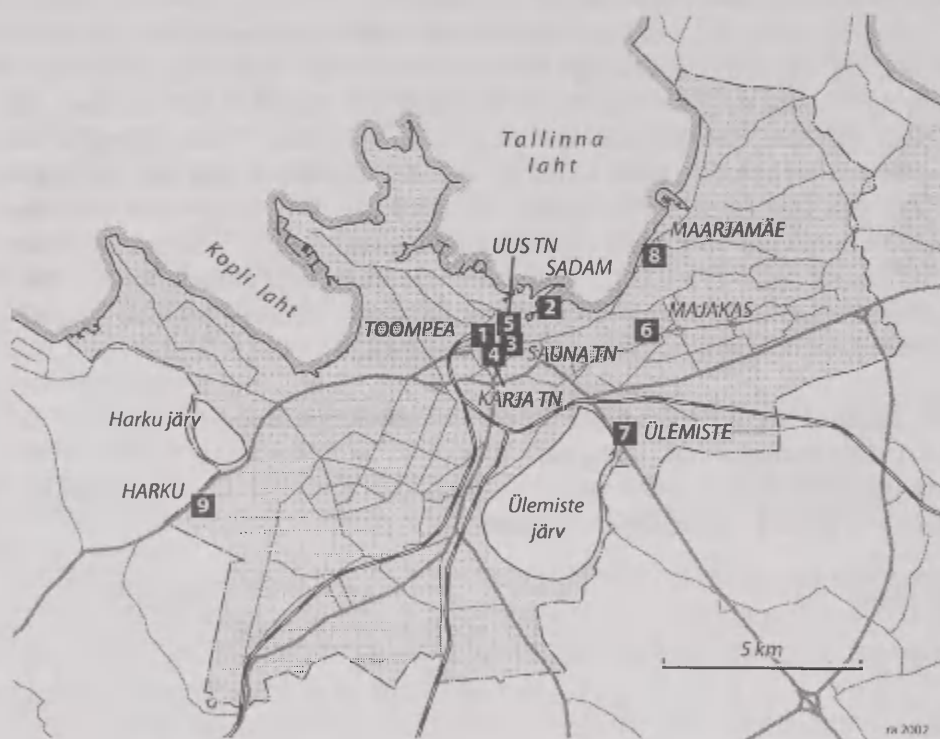
Jaamade numbrid (station numbers): 1 – Pakri; 2 – Kuusiku; 3 – Toolse (Kunda); 4 – Helsingi, 5 – Pärnu; 6 – Kunda, 7 – Naissaar.

Aasta	Jaam	Kuu											
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
1908	1, 6									0			
1916–1919	4, 8	1	3	-2	-7	-12	-9	-7	-5	1	2	2	6
1941	2, 3, 5					-4	-2	1	0	-4			
1944	2									11	9		
1946	1, 2, 6, 7		1	4	4	1	3	2					

Keskmine viga sellisel taandamisel oli väiksem kui 0,5°C 71%, vahemikus 0,5–0,9°C 21% ning vahemikus 1,0–1,2°C 8% juhtumitest. Kuna Tallinna kliima on merelisem nii Helsingi kui Tartu kliimast, siis maksimaalne määramisviga võib novembris, detsembris ja jaanuaris Tallinnas jäätumata mere tõttu ületada 1,0°C (taandatud temperatuur on madalam tegelikust). Kõikidel teistel aastaaegadel jääb üksikute kuude maksimaalne viga alla 1,0°C.



Vaatluspaikade ümberpaigutustest tulenev ebahomogeensus nii mere kui linna mesoskaala mõjudest on püütud kõrvaldada Tallinnas ning lähikonnas toimunud samaaegsete vaatluste abil. Selliste vaatluste hulga tõttu on Tallinn õnnelikus olukorras (joonis 1), mis annab võimaluse kasutada asukoha paranditena linna territooriumil tehtud vaatlustulemustest arvatud temperatuuri erinevusi. Toetusime ka Tallinna Botaanikaaias organiseeritud spetsiaalsetele mesokliima uurimustele 1970ndatel aastatel. Viimastest on Helsingi ja Tallinna territooriumil ning Soome lahe saartel asunud meteojaamade andmete põhjal leitud Soome lahe mõju õhutemperatuurile ka trükis avaldatud (Tarand, 1986). Selle põhjal on vähem kui 100 km kaugusel asuvate jaamade keskmise õhutemperatuuri erinevused seitsmel kuul (oktoober–veebruar ning mai–juuni) 2–3°C ning ainult augustis vähem kui 1°C. Loomulikult on temperatuuri horisontaalne gradient kõige suurem rannajoone lähedal. Tulenevalt sellest ning Tallinna reidi kaudsete jäätumisandmete interpreteerimise vajadustest valiti Tallinna aegrea rekonstrueerimisel baasjaamaks Maarjamäe, millele on homogeensuse saavutamiseks taandatud kõik teised Tallinna kasutuskõlblikud andmed.



**Joon. 1.** Vaatluskohtade paiknemine Tallinnas.

**Fig. 1.** Location of observation sites in Tallinn.

Osaliselt on jäänud Tallinna ja Helsingi andmetele tuginevad linnakliima uurimise järeldused 1978. a käesoleva autori poolt Helsingis peetud loengu käsikirjalisse teksti “Tallinna ja Helsingi linnakliima võrdlus”. Põhiliseks meetodiliseks võtteks oli selles andmete võrdlev statistiline analüüs koos andmete detailsema rühmitamisega kaheksa tuule suuna järgi. Teatavasti ei ole soojasaare intensiivsuse ja pindala muutuste tõttu ajas lihtne elimineerida linna mõju isegi statsionaarselt ühes ning samas kohas asunud jaama

vaatlusseeriast. Pika aja jooksul suurendavad määramatust maastiku muutused jaama ümbruses (tehispindade levik, metsa kasvamine jm). Seetõttu osutuvad kasulikuks abiandmed linnade arengu dünaamikast. Ühe või paari linna puhul on nendega arvestamine teostatavam, kui suure hulga linnade korral.

Tabelis 2 on toodud Tallinna aegrea homogeniseerimiseks kasutatud kohaparandid (ülalpool joont) ning varasemast vaatlusperioodist leitud kasutamata vaatluspunktide keskmiste kuutemperatuuride vahed.

**Tabel 2.** Kohaparandid Tallinna aegrea rekonstrueerimiseks (0,1°C).

**Table 2.** Location corrections for Tallinn time-series (in 0.1°C).

Periood	Kuu											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
1870-1893	-2	-4	-6	-9	-13	-13	-9	-11	-7	-5	-3	-3
1894-1915	0	-1	-1	-3	-5	-4	-4	-4	-1	-2	-2	-3
1916-1948	5	4	4	1	-3	-2	1	1	3	3	3	3
1949-1964	baasjaam paranditeta											
1965-1980	6	5	5	1	-3	-2	0	2	4	5	5	5
1981-2001	2	2	0	-2	-3	-3	-1	-1	0	0	1	2
Kasutamata kahe jaama erinevused												
1852-1861	11	11	14	13	11	6	4	3	7	10	11	9
1844-1848	4	7	-3	1	-6	-8	-1	-7	-5	1	4	4
1806-1812	2	-2	-5	-5	-12	-5	-11	-8	-5	-4	-1	3

### 3. Varasemad vaatlused

Esimesed instrumentaalvaatlused on seniste andmete põhjal Tallinnas teinud J. Breckling 1774. a ning pikemat aega C.L. Carpov aastail 1779–1800 (Tarand, 1992). Kuni aastani 1805 on osaliselt kasutada ainult aastaegade või kuude keskmised õhutemperatuurid vana kalendri järgi. Vaatluspäevikuid, mis võimaldaks ümberarvutusi uude kalendrisse, seni leida ei ole õnnestunud. Suurem tähtsus oleks sõjaväehospitalis vaadelnud J.S. Waltheri ilmamärgetel (1783–1828) ning Fr. Adlerbergi Varadi mõisas (1810–1825) ja Tallinnas (1826–1840) tehtud vaatluspäevikutel. Viimatimärgitud asuvad kindlasti Peterburi Teaduste Akadeemia arhiivis, kuid arhiivi viletsa olukorra tõttu ei ole sealt leitavad. Võimalik, et ka Waltheri andmed on Peterburis, kuid sellele viitavaid tõendeid ei ole õnnestunud leida.

Aastatevahemik 1805–1849 on suures osas kaetud üheaegsete paralleelvaatlustega Tallinna piires. Näitude kirjutamise täpsus on mõnedes vaatlustes 1,0°R ja teistes 0,5°R, mis tähendab maksimaalset lugemisviga ühel vaatlusel  $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$ , kuid juhusliku veana mitte suurt viga kuu keskmises.

Fr. Schieferdeckeri vaatlusperiood 1815–1827, mis suure tõenäosusega toimus Aasperes, on taandatud Tallinnale Rakvere järgi (Spravočnik ..., 1965). Seni täiesti puuduvad Tallinna vaatlusandmed aastast 1814 on arvatud Stockholmi ja Peterburi järgi.

Ajavahemikul 1806–1812 on vaatlusi teinud korraga Ivanov ja Rickers. Tabelis 2 leiduvad keskmised temperatuurierinevused peegeldavad mingil määral Sadama ja Toompea vahelisi tegelikke erinevusi (teravam temperatuurikontrast kevad-suvel ning Sadama kõrgem temperatuur detsembris–jaanuaris). Kuid mitmed muud ajale



iseloomicud puudused vaatlustes (lüngad Rickersil, täpsemalt teadmata instrumentide asetus mõlemal juhul) põhjustavad andmete hindamisel ebakindluse, mistõttu kahe vaatleja tulemustest on juhuslike vigade vähendamiseks arvatud nende keskmine väärtus. Sama menetlus toimus 1844–1848 (tabel 2) Sadama ning vanalinnas Sauna tn tehtud Schieferdeckeri vaatluste kohta.

Nagu ülal märgitud, puuduvad Tallinna kohta kasutatavad õhutemperatuuri mõõtmised enne 1805. aastat. Siiski on lisas toodud kuu keskmised antud ka perioodi 1756–1804 kohta. Need on arvatud põhiliselt Stockholmi ja Peterburi, kuid ka Loviisa ja Porvoo andmete põhjal. Teatavasti korreleerub õhutemperatuur kuu keskmiste tasemel hästi kogu Läänemere piirkonnas, mille tagab tsirkulatsioonitüüpide ligikaudu sama sagedus pikema perioodi jooksul. Loomulikult ei kehti kooskõla kõigi üksikute kuude kohta. Viga on suurem suvel (mai–juuli) ning ületab 1,0°C 2% juhtumitest ning on 0,5°C või väiksem 71% juhtumitest.

#### **4. Diskussioon ja kokkuvõte**

Tallinna õhutemperatuuri aegrea koostamise eesmärgid kuu keskmiste tasemel olid järgmised:

1. Koostada võimalikult pikk ja pidev rida kliima kõikumiste ja muutuste iseloomustamiseks.

2. Kasutada homogeniseeritud aegrida selliste kliimaindeksite kalibreerimiseks, mis ulatuksid tagasi ka aega enne termomeetri kasutuselevõttu Eestis.

Esimese punkti tingimustest tuleneb, et kasutatud meetodika võimaldab paremini pikemate perioodide (klimatoloogilist) võrdlemist. Õhutemperatuuri puhul on perioodi pikkus vähemalt 30 aastat. Üksikute kuude või aastaegade võrdlus (näiteks ekstreemumite reastamisel) ei ole täpne.

Kliimaindeksite kalibreerimine on Eesti jaoks tehtud kolme indeksi tarvis (jääminek siseveekogudelt, jääminek Tallinna reidilt, rukkilõikuse alguse kuupäev), siinjuures on kõik arvatud Tallinna (Maarjamäe) temperatuuri järgi (Tarand, Nordli, 2001).

Olemasolevate andmete iseloomust tulenevalt võib lisas trükitud andmed jagada kolme täpsusklassi:

1. Tänapäevased andmed alates aastast 1850. Kuu keskmised on kasutatavad samal tasemel teiste maailma homogeensete ridadega. Erandiks võivad olla aastate 1916–1919 lünkade täitmiseks tuletatud väärtused oma väiksema täpsusega. On võimalik, et 1916–1917 andmed on Peterburi sõjaväe arhiivis alles, kuna ilmavaatlused rinde lähenedes salastati ja evakueeriti. Tallinna sadama originaalvaatluste kasutamine võib selle perioodi täpsust teatud määral tõsta. Teise maailmasõja aegsete lünkade täitmine märkimisväärsed vigu ei põhjusta.

2. Periood 1805–1849. Tolle aja standardiseerimata vaatluste puhul on õigustatud võimalikult suurema hulga vaatluspunktide andmete kasutamine. Seda ongi samaaegsete vaatluste puhul tehtud, eelistades kohaparandi rakendamisele samaaegselt toimunud vaatlustulemuste keskmist väärtust. Mere ja linna mõju on selgesti jälgitav alates aastast 1850 (tabel 3). Tallinna vaatlusperioodide 1844–1848 ning 1852–1861 (mil linna soojasaare efekt Sadamaga võrreldes selgelt esile tuleb) kontrollimine vastavate perioodidega Paldiskis (linna väiksuse tõttu mõju õhutemperatuurile eeldatavalt puudub), kinnitab Paldiski ja Tallinna sadama õhutemperatuuride tunduvalt paremat kooskõla

teisel perioodil võrreldes esimesega. See on omakorda täiendav argument, et pidada täpsete vaatluste alguseks Tallinnas aastat 1850.

**Tabel 3.** Tallinna sadama ja vanalinna andmete võrdlus Paldiskiga (0,1°C). Jaama nr nagu joonisel 1.

**Table 3.** Comparison of Tallinn port and Old Town data with Paldiski (in 0.1°C). Station numbers correspond to Fig. 1.

Periood Jaamad	Kuud											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
1950-1964												
1–Paldiski	-5	-4	-6	2	9	6	2	0	-3	-4	-5	-8
1850-1861												
2–Paldiski	-6	-6	-1	-6	7	7	5	1	-4	-4	-6	-6
4–Paldiski	5	5	13	7	18	13	9	4	3	6	5	3
4–2	11	11	14	13	11	6	4	3	7	1	11	9
1844-1848												
2–Paldiski	-9	-4	-2	4	13	11	11	-1	1	-3	-6	-8
3–Paldiski	-5	3	-5	5	7	3	10	-8	-4	-2	-1	-4
3–2	-7	0	-4	4	1	7	6	-4	-2	-2	-8	-6

3. Periood 1756–1804, kus Tallinna temperatuur on arvatud täielikult väljaspool Tallinna tehtud vaatluste järgi. Vastavalt vaatluste organiseerijate kõrgele kvalifikatsioonile oma aja kriteeriumite järgi, võib Stockholmi ja Peterburi vaatlusi pidada kvaliteetseteks, mida on ka eriala kirjanduses korduvalt rõhutatud. Kontrollisime Stockholmi ja Peterburi vaatluste põhjal leitud Tallinna keskmist temperatuuri võrreldes seda rukkilõikuse kuupäeva järgi arvatud Tallinna keskmise temperatuuriga perioodidel 1830–1899 ning 1756–1804. Vanemad vaatlused sel kevad-suvisel perioodil annavad 0,9°C võrra kõrgema temperatuuri erinevuse rukkilõikuse järgi arvatud väärtusest kui hilisem ja rukkilõikuse kuupäevade kalibreerimiseks kasutatud periood. Põhjus võib olla, et 18. saj. vaatlustes (nii Stockholmis kui Peterburis) ei varjatud termomeetrit päikese eest, mis suvise pika päevaga 60ndal laiuskraadil lugemeid kas õhtul või hommikul tugevasti mõjutas. Võttes arvesse muud määramatust varasemates vaatlustes, on selle perioodi kuu keskmised temperatuurid lisas tooduist suure tõenäosusega kõige ebatäpsemad. Tabelis 3 välja toodud linna mõju võrdluses linn (4) – sadam talvekuudel on tõenäoliselt omased ka teistele linnadele varaste vaatluste perioodil. Järeldus sellest on, et 18. sajandil ning 19. sajandi esimese poole temperatuuriandmeid kasutades saame me eksida ainult kliima soojenemist vähendavas suunas, mitte vastupidi.

Ei ole kahtlust, et siin avaldatud Tallinna aegrea kvaliteeti on võimalik parandada. Kuni uute allikate leidmiseni on see ülaltoodud reservatsioonidega siiski kasutatav ajaloolise kliimaga haakuvatel aladel.

## Kirjandus

Astok, V., Tarand, A., 1980. Vozmožnosti izučeniya kolebanij klimata i ih pričin istoričeskogo perioda v bassejne Baltiki. Fizičeskije osnovy izmeneniya sovremennogo klimata. Moskva, 62-65.

Jordan, P., 1889. Beiträge zur Geographie und Statistik des Gouvernements Ehstland. Reval.

- Klimatologičeskij spravočnik SSSR, 1954. Vypusk 4. Meteorologičeskije dannyye za otdel'nyje gody. UGMS ESSR, Tallinn.
- Spravočnik po klimatu SSSR, 1965. Vypusk 4. Temperatura vozduha i počvy. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Tarand, A., 1992. Meteoroloogilised vaatlused Eestis enne 1850. a. Teaduse ajaloo lehekülgi Eestist, VIII, 30-50.
- Tarand, A., Kuiv, P., 1994. The beginning of the rye harvest – a proxy indicator of summer climate in the Baltic area. *Paleoclimate Research*, 13, 61-72.
- Tarand, A., Nordli, P., 2001. The Tallinn temperature series reconstructed back half a millennium by use of proxy data. *Climatic Change*, 48, 189-199.
- Tarand, A., 1986. Õhutemperatuuri ja sademete jaotus Tallinnas. Tallinna Botaanikaäed. Preprint nr. 3.
- Wild, H., 1881. Die Temperatur-Verhältnisse des Russischen Reiches. St.Petersburg.

## **Time Series of Observed Air Temperature in Tallinn**

Andres Tarand  
*Tallinn Botanical Garden*

### **Summary**

Reconstruction of the homogeneous air temperature time series for Tallinn was connected with the past climate research in Estonia about 25 years ago. The data on air temperature measurements, obtained during two and a half centuries, have to be homogenised in the following way:

- 1) Reducing all different time observations to a 24-hour average.
- 2) Filling the gaps in the data caused mainly by war activities.
- 3) Eliminating meso-scale (marine and urban) impact at observation stations.

All three operations were conducted with the data from the period of 1850 to 2002 that may be called a period of modern observations in Tallinn. *Estländische Literarische Gesellschaft* started weather observations with standardised thermometers in 1850.

For the period of 1805 to 1849, the uncertainty in observations (arrangement of thermometer), instrument errors, as well as possible but not determinable urban impact lead to a conclusion that the best way to calculate mean values would be using two synchronous observation series. Filling gaps and reducing different time observations to the 24-hour average were conducted in the same way as with the data from the modern period.

The first known meteorological observations in Tallinn were made by J. Breckling in 1774. Several others were started in the last two decades of the eighteenth century. The early observation results available include only monthly averages in the Old Style and no daily observations, thus the mean values in the New Style cannot be calculated for the period of 1756 to 1804. The monthly mean values from Stockholm, St Petersburg, Loviisa and Porvoo (both in Finland) were used to calculate the most likely mean values for Tallinn in this period.

The monthly mean values of Tallinn air temperature for the period of 1756 to 2002 are presented in the Appendix.



**Lisa.** Tallinna kuu- ja aasta keskmised õhutemperatuurid perioodil 1756–2002.

**Appendix.** Monthly and annual mean air temperature in Tallinn during 1756–2002.

Aasta	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Aasta
1756	-3,9	-1,6	-2,5	2,3	6,1	15,7	17,6	13,4	11,2	6,2	-1,7	-5,4	4,8
1757	-9,0	-3,8	-2,7	5,9	8,8	16,3	20,5	16,6	12,2	1,7	1,7	-5,9	5,2
1758	-10,5	-7,8	-4,2	1,1	7,9	13,6	16,7	15,0	9,2	3,2	0,9	-5,7	3,3
1759	-2,9	-2,8	-1,8	2,2	6,0	15,1	16,9	17,6	10,8	4,7	-1,1	-9,1	4,7
1760	-13,7	-5,3	-5,4	0,5	8,2	13,4	16,1	15,1	12,7	3,7	0,3	-4,7	3,4
1761	-5,8	-6,0	0,0	2,9	9,2	16,3	17,7	17,3	12,8	3,1	0,7	-7,4	5,1
1762	-2,1	-3,1	-4,2	4,2	8,3	15,9	15,5	13,9	9,5	0,9	2,5	-4,2	4,8
1763	-7,7	-7,2	-6,9	0,9	8,6	13,1	18,6	15,4	9,8	4,0	-1,1	-5,5	3,6
1764	-4,2	0,4	0,2	2,9	8,4	12,1	18,9	15,2	11,0	6,0	-0,2	-3,4	5,6
1765	-5,0	-6,4	-0,8	3,7	7,4	12,9	16,5	15,9	10,3	5,7	2,3	-3,6	5,0
1766	-8,7	-6,4	-1,0	-5,1	9,2	14,6	17,7	15,6	12,2	6,3	3,4	-4,8	4,5
1767	-12,3	-7,2	-1,4	0,1	7,8	13,7	15,1	17,8	14	6,5	4,7	-4,0	4,6
1768	-9,3	-8,5	-7,0	2,2	6,5	13,7	17,1	15,4	10,4	4,5	1,5	1,1	4,0
1769	-2,5	-5,0	-1,6	2,7	9,0	15,0	16,3	15,6	11,2	2,3	-1,9	-5,9	4,7
1770	-6,1	-5,0	-9,6	4,2	8,4	13,1	15,1	16,0	13,3	9,3	0,6	-0,7	4,9
1771	-7,5	-11,2	-8,8	0,1	7,6	16,3	16,7	14,7	11,6	6,9	-0,1	-1,4	3,8
1772	-8,0	-14,4	-7,2	1,7	5,9	12,7	17	16,2	11,4	9,1	5,3	-0,1	4,2
1773	-8,1	-5,4	-1,9	5,6	11,2	14,1	18,5	17,8	13,1	8,1	1,9	-1,8	6,2
1774	-12,2	-4,6	-2,6	3,3	12,4	17,9	19,6	16,4	11,4	5,7	-7,0	-4,9	4,7
1775	-6,4	-4,0	-0,5	2,8	9,1	14,7	19,5	19,0	15,2	9,9	-0,5	-1,9	6,5
1776	-12,5	-2,2	-2,2	1,7	8,6	16,0	19,1	16,7	11,2	6,5	0,7	-0,9	5,2
1777	-6,3	-7,7	-1,2	0,8	10,6	14,1	15,6	15,2	10,6	5,4	2,3	-1,0	4,9
1778	-7,1	-4,2	-3,0	4,7	9,2	14,1	17,9	15,3	12,0	2,1	-0,8	-2,3	4,9
1779	-5,6	-1,4	1,3	4,7	10,4	13,6	16,7	18,4	13,3	8,5	1,1	-5,5	6,3
1780	-8,9	-7,0	-0,5	-0,3	8,2	12,7	17,8	15,4	10,4	8,7	-1,0	-4,5	4,3
1781	-7,7	-7,0	-2,5	2,7	6,4	13,7	16,0	18,3	14,4	5,9	3,1	-6,9	4,8
1782	-4,5	-10,2	-6,0	0,3	6,8	12,9	14,5	14,7	11,4	4,9	-1,3	-7,7	3,1
1783	-12,4	-5,0	-4,6	3,7	9,9	15,9	18,5	16,9	13,0	7,9	-2,3	-5,1	4,7
1784	-7,8	-7,6	-9,2	2,8	6,2	12,3	16,9	16,6	9,8	5,0	2,0	-4,9	3,5
1785	-6,2	-8,5	-8,6	0,7	5,6	12,7	16,0	15,6	9,7	4,1	1,1	-6,3	3,1
1786	-7,8	-7,8	-7,2	2,6	7,0	13,1	16,5	16,3	11,2	4,3	-5,9	-5,1	3,2
1787	-5,7	-5,2	-1,4	1,7	10,1	14,8	15,7	14,2	10,2	7,9	-0,9	-6,7	4,6
1788	-6,9	-8,4	-6,6	3,4	7,4	15,1	19,2	15,2	13,0	3,5	-0,2	-13,7	3,4
1789	-9,9	-7,4	-9,6	1,6	9,7	15,9	19,7	18,6	13,6	9,1	2,3	1,1	5,5
1790	-3,9	-3,4	-1,0	-2,3	8,4	12,9	13,9	14,0	10,0	5,0	0,0	-1,1	4,4
1791	-0,1	-2,0	-0,6	4,3	6,5	14,1	16,9	15,8	10,4	4,9	1,1	-2,1	5,8
1792	-9,9	-8,4	-4,8	2,9	7,8	14,3	18,8	14,4	12,7	4,3	0,9	-1,7	4,3
1793	-6,7	-1,0	-2,	2,9	8,8	13,7	18,2	16,0	10	6,9	1,5	-6,1	5,2
1794	-1,3	-3,1	0,6	4,8	10,6	15,0	17,1	15,0	10,6	7,9	1,8	-3,3	6,4
1795	-8,8	-8,4	-6,0	3,9	7,0	13,9	16,4	14,6	12,2	5,9	0,9	-5,1	3,9
1796	-1,0	-4,7	-4,5	2,6	8,2	15,1	17,4	16,5	10,3	6,3	-0,3	-7,3	4,9
1797	-4,7	0,4	-1,7	1,1	7,5	14,9	16,7	15,6	14	6,7	-0,2	-1,1	5,8
1798	-5,7	-5,1	-3,0	3,2	11,6	14,9	18,7	17,9	10,8	6,9	0,6	-5,7	5,5

1799	-5,7	-16,1	-6,0	1,5	6,0	14,4	16,8	14,6	10,8	6,2	3,5	-6,9	3,3
1800	-8,3	-10,2	-8,2	3,3	7,9	12,1	14,5	15,2	9,8	6,7	2,3	-0,5	3,7
1801	-5,7	-6,7	-0,6	3,6	12,7	13,4	17,3	14,2	11,0	6,2	2,1	-3,9	5,4
1802	-8,6	-4,6	1,1	5,2	6,9	12,1	15,4	17	10,5	8,3	0,4	-3,1	5,1
1803	-14,8	-10,0	-2,8	5,6	10,4	12,9	17,2	17,4	10,5	4,6	-1,5	-9,6	3,4
1804	-5,3	-8,3	-6,3	2,7	10,5	14,2	18,3	17,0	13,6	7,6	-0,9	-8,7	4,6
1805	-5,3	-9,1	-2,4	1,8	5,5	10,4	16,5	15,1	10,6	2,0	-0,9	-2,6	3,5
1806	-4,2	-9,0	-4,7	0,9	8,5	10,4	14,2	17,6	14,6	5,1	0,3	-1,4	4,4
1807	-7,2	-2,3	-4,3	-0,3	7,0	13,6	17,1	18,5	10,7	4,8	1,8	-1,1	4,9
1808	-2,5	-6,2	-5,7	-0,2	8,8	14,5	16,5	16,8	13,2	7,6	0,2	-8,4	4,6
1809	-14,5	-10,0	-8,0	-0,5	8,6	14,1	17,5	17,9	12,4	5,4	-2,7	-1,5	3,2
1810	-4,0	-6,0	-5,6	-0,3	6,1	12,4	16,8	16,6	11,6	5,3	-1,8	-2,6	4,0
1811	-3,9	-6,3	-0,2	1,2	10,4	16,8	17,8	16,2	10,0	3,0	1,4	-0,8	5,5
1812	-6,9	-5,4	-4,6	-0,4	6,5	12,7	15,5	16,8	9,2	6,2	-2,1	-6,8	3,4
1813	-9,6	-3,7	-1,9	3,0	7,3	12,2	16,6	14,7	12,5	4,2	2,2	-3,7	4,5
1814	-10,2	-10,1	-3,8	2,6	5,0	13,1	17,6	17,3	10,7	3,2	2,5	-2,0	3,8
1815	-8,0	-7,5	-2,3	1,9	6,6	11,0	12,5	15,8	10,2	6,0	3,1	-4,0	3,8
1816	-3,7	-11,3	-5,0	0,9	5,8	13,4	17,4	13,6	10	4,6	-1,3	-2,4	3,5
1817	-1,3	-0,8	-4,6	1,1	8,9	11,7	16,2	15,0	10,3	4,1	0,5	-11,2	4,2
1818	-3,3	-2,5	-0,6	-0,9	6,1	11,7	17,4	13,1	10,5	7,3	1,5	0,4	5,1
1819	-0,5	-2,9	-1,8	1,0	7,2	14,9	16,2	17,7	13,0	7,0	-1,5	-12,4	4,8
1820	-11,2	-8,0	-2,8	2,8	8,5	12,4	14,7	14,7	11,4	6,9	1,1	-6,0	3,7
1821	-3,8	-5,6	-4,1	3,2	8,5	9,3	12,5	13,4	10,6	8,8	2,9	1,0	4,7
1822	-3,0	0,3	2,1	6,1	9,3	11,5	15,5	15,2	11,8	7,4	2,2	0,2	6,6
1823	-11,3	-8,4	0,2	0,9	6,4	14,5	16,7	16,1	11,1	9,9	0,3	-1,6	4,6
1824	-0,8	-2,1	-0,7	3,8	7,6	11,3	14,5	15,1	14,6	3,9	2,5	-1,2	5,7
1825	-1,6	-3,9	-1,9	2,4	7,1	13,6	14,4	14,8	10,2	7,7	3,3	-3,7	5,2
1826	-8,3	-3,4	0,4	3,2	10,4	15,5	20,3	18,2	11,3	8,3	2,9	0,3	6,6
1827	-4,9	-6,8	-0,5	5,8	9,6	14,9	15,2	15	12,2	6,1	0,4	0,2	5,6
1828	-10	-11,4	-7,4	1,6	8,4	14,8	17,3	15,2	10,6	5,3	0,3	-7,4	3,1
1829	-13,1	-15	-9,6	-1,8	7,4	14,2	17,6	15,1	12,0	4,1	-2,2	-5,7	1,9
1830	-9,8	-8,7	-2,7	2,3	6,0	13,4	16,3	15,1	10,3	6,7	2,2	-3,4	4,0
1831	-7,9	-4,2	-6,6	3,4	8,1	15,2	17,7	15,2	9,0	6,5	0,4	-3,4	4,5
1832	-4,8	-1,6	-2,4	2,4	6,5	13,2	12,9	13,9	9,2	7,4	-0,9	-3,6	4,4
1833	-3,5	-3,2	-4,2	1,2	9,4	14,4	16,0	12,5	11,9	7,8	4,0	-3,2	5,3
1834	-9,4	-3,5	-1,5	2,6	10,2	15,2	19,4	20,5	11,6	6,1	0,9	-1,4	5,9
1835	-2,4	-2,0	-1,2	2,0	6,6	14,4	15,0	13,2	11,2	6,0	-2,2	-7,0	4,5
1836	-6,8	-3,4	1,5	4,8	6,4	12,0	14,0	12,2	8,9	7,5	-0,2	-3,0	4,5
1837	-5,8	-3,3	-4,4	2,2	8,6	12,7	14,4	15,9	10,2	4,8	2,4	-4,7	4,4
1838	-13,9	-11,6	-7,0	0,9	7,0	11,8	16,2	14,2	13,8	4,7	0,7	-1,3	3,0
1839	-5,8	-5,6	-8,6	-1,6	12,6	13,8	17,5	16,5	12,2	6,5	-0,8	-10,4	3,9
1840	-6,2	-7,3	-4,4	1,6	5,9	12,2	14,4	14,6	11,9	4,4	-1,3	-8,0	3,2
1841	-8,8	-8,6	-2,6	3,0	9,4	13,8	15,4	15,4	11,8	6,1	0,4	0,7	4,7
1842	-9,6	-2,4	-1,6	0,0	10	13,4	15	17,3	10,2	4,0	-0,8	1,3	4,7
1843	-0,6	-2,3	-3,6	-0,2	5,4	13,8	16,6	18,3	11,4	5,0	0,6	0,3	5,4
1844	-6,9	-13,4	-5,6	1,4	9,4	11,3	13,7	15,3	12	5,6	-2,2	-6,1	2,9
1845	-2,6	-12	-8,8	-0,4	5,7	12,8	17,1	16,0	11,1	4,3	2,4	-2,7	3,6

1846	-6,8	-9,0	0,6	2,7	6,7	12,3	17,4	19,8	12,4	8,3	1,5	-5,1	5,1
1847	-3,8	-9,5	-4,1	-1,6	6,8	14,2	15,4	17,8	12,4	5,3	4,4	-3,0	4,5
1848	-12,9	-3,0	0,0	4,2	9,0	13,9	15,1	14,6	10,8	6,0	1,2	-1,9	4,8
1849	-7,8	-3,7	-4,1	0,9	9,0	11,3	15,7	16,0	10,7	5,0	1,6	-5,4	4,1
1850	-13,1	-6,5	-6,4	2,0	11,0	14,5	16,7	17,2	10,2	4,6	-0,9	0,5	4,2
1851	-3,8	-6,6	-6,1	4,0	6,5	13,9	16,1	14,8	12,0	7,2	2,8	0,6	5,1
1852	-4,9	-7,6	-2,8	-2,4	8,1	15,3	17,1	16,1	11,7	2,4	-3,1	-2,2	4,0
1853	-3,1	-6,8	-7,6	0,0	9,0	15,6	17,4	14,8	11,5	7,0	0,4	-3,1	4,6
1854	-9,7	-6,0	-2,6	1,8	10,2	14,3	18,3	18,2	10,1	7,0	-0,8	-1,1	5,0
1855	-5,6	-12,5	-4,9	1,8	8,0	14,9	19,8	15,2	10,4	7,1	-0,7	-6,3	3,9
1856	-5,1	-8,9	-7,9	0,9	7,7	13,1	16,0	12,8	9,7	5,2	-4,3	-2,8	3,0
1857	-8,1	-3,6	-1,5	1,2	7,0	12,7	16,0	17,9	10,2	7,2	1,0	0,8	5,1
1858	-2,8	-5,0	-3,2	1,7	10,1	15,1	20,0	18,5	13,7	6,8	-1,6	-2,5	5,9
1859	-1,1	-1,6	-1,3	2,4	10,2	16,1	17,2	16,4	11,5	4,6	1,2	-3,8	6,0
1860	-4,9	-7,4	-3,7	3,8	8,0	15,7	18,4	16,2	12,8	5,7	-0,3	-7,5	4,7
1861	-13,3	-3,2	-0,1	1,2	6,8	15,8	19,1	16,0	10,7	6,9	0,2	-1,3	4,9
1862	-11,6	-10,2	-5,4	1,6	9,3	15,4	14,5	13,8	10,3	6,3	-2,2	-6,4	3,0
1863	-0,9	-1,3	-0,6	3,2	8,7	15,0	15,0	15,6	13,3	7,6	3,6	-0,7	6,5
1864	-2,3	-3,4	-1,2	2,5	5,1	15,7	17,9	12,9	10,1	2,9	-3,8	-3,6	4,4
1865	-3,7	-10,7	-5,1	1,5	9,0	10,9	19,4	13,6	11,0	4,4	2,4	-0,9	4,3
1866	0,0	-7,5	-5,3	3,0	7,1	16,3	15,5	16,0	14,6	6,0	-0,4	-3,0	5,2
1867	-9,8	-4,5	-6,2	0,2	1,9	11,2	15,4	14,9	9,8	6,6	-0,9	-7,9	2,6
1868	-8,1	-5,5	-1,5	2,5	9,0	14,1	17,7	18,0	11,8	7,1	-1,6	-1,4	5,2
1869	-5,8	-1,4	-1,5	4,4	8,7	12,1	16,0	15,9	11,8	5,8	-0,5	-1,1	5,4
1870	-3,0	-10,2	-3,7	4,2	7,8	13,5	17,1	13,7	10,9	4,3	2,0	-9,1	4,0
1871	-7,8	-16,6	0,5	0,0	4,2	9,7	16,6	15,0	9,2	4,4	-1,0	-2,2	2,7
1872	-2,2	-5,7	-2,2	4,0	10,5	15,0	16,9	14,8	10,6	7,6	2,5	-3,4	5,7
1873	-1,9	-6,7	-2,0	0,7	4,9	13,6	17,4	14,5	12,2	7,3	0,7	-0,3	5,0
1874	-0,2	-3,4	-2,6	2,1	4,6	12,4	15,9	13,8	11,3	8,9	0,6	-4,3	4,9
1875	-10,0	-6,2	-5,1	-0,9	8,1	14,4	17,2	14,5	10,1	2,5	-2,1	-8,3	2,9
1876	-7,9	-7,4	-1,6	3,0	3,4	16,8	17,1	14,9	11,5	5,3	-3,0	-10,7	3,5
1877	-6,9	-7,0	-5,8	-0,1	4,5	13,1	15,3	14	8,7	5,5	4,7	-2,1	3,7
1878	-4,4	-2,3	-2,4	3,7	7,5	13,3	13,7	14,6	12,7	8,6	2,5	-1,1	5,5
1879	-7,8	-4,1	-3,2	1,0	8,0	13,2	14,8	15,8	13,1	6,0	-1,5	-3,4	4,3
1880	-4,8	-3,5	-3,1	2,5	7,7	12,2	16,8	16,6	13,1	0,7	-0,2	-3,9	4,5
1881	-9,1	-8,6	-6,2	-1,2	6,1	13,0	15,0	13,7	11,4	4,2	2,0	-1,7	3,2
1882	0,6	-1,5	0,4	3,5	9,2	13,3	17,5	17,1	13,0	4,1	-2,4	-7,0	5,7
1883	-7,1	-6,0	-6,2	1,4	7,1	14,4	16,0	14,2	12,4	6,3	3,8	-1,0	4,6
1884	-2,0	-3,1	-2,8	1,4	6,2	12,4	16,5	14,0	12,6	6,8	-1,2	-3,5	4,8
1885	-2,5	-2,7	-2,6	2,3	6,8	12,8	18,2	13,8	9,1	4,9	0,6	-1,9	4,9
1886	-6,1	-7,7	-4,2	5,1	8,5	14,4	16,7	16,4	11,5	6,0	3,8	-0,8	5,3
1887	-2,0	-1,1	-1,1	4,1	9,0	12,3	16,6	14,8	12,6	4,5	1,2	-3,0	5,7
1888	-6,2	-10,2	-9,7	0,1	6,4	11,9	15	14,7	12	4,7	0,7	-3,8	3,0
1889	-4,3	-8,3	-6,6	1,1	10,6	15,1	15,4	14,2	10,1	8,1	3,2	-2,4	4,7
1890	-2,1	-2,6	0,6	5,5	10,4	12,5	15,5	15,4	12,6	4,9	0,2	-3,4	5,8
1891	-5,8	-1,6	-2,7	2,3	8,5	11,4	16,3	13,4	11,2	7,7	-1,6	-0,7	4,9
1892	-6,5	-5,6	-3,3	1,1	6,6	10,9	14,1	14,6	12,5	5,6	1,6	-5,1	3,9



1893	-13	-13,5	-3,3	1,1	5,9	12,5	15,3	15,1	9,5	7,9	0,6	-0,7	3,1
1894	-1,7	-1,7	0,0	6,6	8,9	12,3	16,2	15,6	9,1	3,7	2,6	-1,8	5,8
1895	-5,5	-11,7	-4,2	2,4	11,0	15,0	15,8	15,3	11,7	6,5	2,7	-4,7	4,5
1896	-2,0	-4,2	-1,4	2,0	7,3	16,6	18,0	14,8	11,1	7,9	-1,2	-3,7	5,4
1897	-8,0	-5,9	-2,3	3,8	12,0	13,2	16,9	16,9	11,4	6,5	2,3	-2,2	5,4
1898	-0,2	-5,3	-4,0	0,9	9,0	14,0	15,3	16,3	11,0	4,8	3,3	-0,2	5,4
1899	-3,6	-4,8	-5,7	2,8	7,0	9,0	18,5	13,1	11,2	6,9	3,5	-6,1	4,3
1900	-6,3	-7,4	-4,6	1,3	6,8	12,4	15,9	16,6	10,3	6,3	0,5	-2,2	4,1
1901	-1,7	-6,9	-3,2	2,6	8,6	15,0	19,0	17,2	12,2	8,3	-0,2	-5,7	5,4
1902	-4,2	-5,8	-3,0	-0,8	6,0	10,2	13,2	13,0	10,3	4,3	-0,4	-5,6	3,1
1903	-3,1	-0,6	-2,3	4,4	8,6	14,7	16,0	14,2	12,4	3,3	2,2	-1,9	5,7
1904	-1,6	-5,4	-4,1	2,9	6,3	11,5	13,8	13,9	11,2	6,5	0,0	-2,7	4,4
1905	-5,5	-2,5	-0,6	2,4	9,1	15,6	16,3	14,7	10,3	4,3	1,6	-0,7	5,4
1906	-1,7	-2,2	-3,0	3,8	12,2	13,3	16,9	14,5	9,3	5,6	1,9	-3,3	5,6
1907	-7,1	-5,6	-1,8	1,8	6,2	12,4	16,3	12,9	10,4	9,4	0,0	-9,2	3,8
1908	-3,8	-3,4	-3,1	2,6	6,6	12,8	15,2	15,1	9,7	5,6	-1,2	-2,3	4,5
1909	-2,5	-7,9	-2,8	-0,3	4,4	12,6	14,5	15,0	12,3	9,6	-0,4	-1,2	4,4
1910	-2,0	-0,9	1,3	5,7	9,8	14,5	16,0	13,0	11,9	6,0	-1,0	-0,2	6,2
1911	-2,2	-6,9	-1,3	2,8	9,0	12,4	14,9	16,9	12,0	5,7	2,9	-1,9	5,4
1912	-7,8	-8,3	0,9	1,1	6,6	13,4	17,2	16,8	9,7	2,6	0,6	0,6	4,5
1913	-4,7	-3	0,6	5,0	8,0	12,9	16,5	16,1	11,8	6,2	3,5	-1,8	5,9
1914	-4,9	-0,4	-0,8	4,2	9,0	14,5	20,8	14,3	11,4	3,6	0,5	0,9	6,1
1915	-5,9	-4,8	-6,3	2,3	6,7	11,1	16,3	15,0	10,6	2,8	-0,7	-9,1	3,2
1916	-3,6	-3,3	-3,8	3,8	6,5	11,7	17,9	12,6	8,9	3,5	3,0	-2,5	4,6
1917	-8,8	-11,3	-9,9	1,3	6,3	16,1	15,6	17,8	11,6	7,7	2,3	-2,6	3,8
1918	-7,4	-4,7	-2,8	4,8	7,1	11,1	17,7	13,6	10,9	8,7	3,0	-2,5	5,0
1919	-3,4	-6,3	-5,0	1,8	9,1	13,4	18,0	13,4	12,6	5,6	-4,3	-5,3	4,1
1920	-6,6	-1,6	1,9	6,2	10,7	12,9	17,8	15,2	12,1	5,0	2,6	-2,7	6,1
1921	-3,8	-6,3	2,3	6,4	11,3	12,9	14,0	14,9	10,8	5,8	-3,4	-2,9	5,2
1922	-7,9	-6,0	-3,4	1,6	8,2	12,8	15,8	14,3	11,2	4,2	0,4	-2,4	4,1
1923	-1,2	-11,2	-3,2	0,4	6,7	9,8	15,9	13,7	11,5	7,2	2,8	-3,2	4,1
1924	-7,8	-7,9	-4,0	-0,2	8,6	12,6	16,2	16,1	13,2	8,6	3,7	1,5	5,1
1925	1,8	0,5	-3,2	4,9	8,9	12,1	18,9	14,7	10,7	4,4	-1,8	-5,0	5,6
1926	-9,5	-6,6	-2,8	1,7	8,3	13,3	17	14,8	11,2	3,0	3,6	-4,3	4,1
1927	-6,1	-4,5	0,5	2,1	5,1	12,0	20,3	17,7	11,4	4,9	-1,4	-5,4	4,7
1928	-3,6	-4,8	-3,0	2,6	7,9	10,1	14,0	14,1	11	6,1	3,8	-1,3	4,7
1929	-7,5	-14,3	-2,9	-1,1	9,6	11,6	15,1	15,1	11,6	7,5	3,6	2,0	4,2
1930	0,9	-3,9	-0,1	5,0	10,9	14,2	17,0	16,1	9,4	6,8	2,3	-3,8	6,2
1931	-6,3	-7,6	-5,7	1,6	9,7	11,4	17,3	15,7	9,3	5,6	1,0	-2,6	4,1
1932	-0,1	-7,2	-6,5	2,9	9,0	11,7	19,3	16,6	12,2	5,4	2,2	2,5	5,7
1933	-6,5	-5,1	-1,3	2,5	6,9	14,1	17,4	14,4	11,7	5,5	-1,0	-3,7	4,6
1934	-1,3	-1,5	-0,9	4,7	10,5	13,3	17,2	16,1	14,9	8,9	4,1	-3,4	6,9
1935	-6,1	-3,1	-1,0	3,1	6,6	14,8	16,1	15,1	11,1	8,0	1,0	-1,4	5,4
1936	-2,5	-8,4	0,3	3,4	8,9	17,5	19,0	16,2	11,4	3,5	3,0	1,9	6,2
1937	-6,5	-4,9	-1,7	5,7	11,7	16,7	17,4	17,4	12,9	7,6	2,5	-5,9	6,1
1938	-3,1	-0,7	1,8	2,8	8,4	13,1	18,8	18,5	14,4	7,5	5,3	-5,2	6,8
1939	-4,8	0,7	-1,2	3,0	7,8	13,9	17,6	19,6	10,4	2,6	2,3	-3,1	5,7

1940	-11,4	-14,0	-7,2	1,3	9,6	13,7	17,5	14,9	10,9	5,9	2,7	-2,3	3,5
1941	-10,3	-8,5	-4,2	-0,4	6,6	11,7	19,4	16,1	10,1	2,9	-2,9	-7,5	2,8
1942	-15,2	-12,7	-9,6	1,4	6,6	11,4	15,4	16,1	11,9	7,8	0,0	-1,9	2,6
1943	-7,5	0,1	1,2	5,0	8,7	14,4	15,6	15,0	11,9	8,7	2,4	1,4	6,4
1944	-0,9	-3,2	-1,6	1,7	7,2	12,1	17,8	17,2	11,8	7,1	1,4	-0,9	5,8
1945	-4,7	-2,9	-2,5	3,8	7,2	12,7	18,1	16,3	10,2	4,7	0,7	-6,3	4,8
1946	-3,5	-6,5	-3,8	4,6	8,7	13,9	17,5	15,8	12,4	3,9	0,0	-2,5	5,0
1947	-7,5	-12,6	-5,9	3,1	9,0	15,1	17,3	16,2	12,5	6,1	0,0	-2,2	4,3
1948	-5	-7,2	-1,2	4,7	10,1	14,0	16,2	15,2	12,0	6,9	2,5	1,4	5,8
1949	-0,6	-0,8	-1,5	4,6	11,4	12,7	16,1	14,8	13,9	8,3	2,6	0,8	6,9
1950	-9,7	-3,3	-0,8	5,6	9,7	13,6	15,1	15,8	12,5	6,4	1,1	-1,2	5,4
1951	-6,3	-5,4	-5,1	4,5	6,5	13,6	15,5	18,1	13,3	7,2	0,3	1,3	5,3
1952	-1,1	-3,6	-7,5	4,2	6,5	12,9	15,7	14,8	9,6	3,8	-0,6	-1,6	4,4
1953	-3,5	-7,5	-0,5	5,5	8,5	16,1	16,9	15,3	11,4	8,2	2,6	-2,1	5,9
1954	-5,3	-10,8	-0,3	1,9	10,3	13,9	16,4	15,6	12,1	7,0	0,4	0,3	5,1
1955	-3,1	-5,7	-4,1	-0,7	6,6	11,3	17,2	18,1	14,3	7,4	0,9	-7,1	4,6
1956	-5,6	-12,2	-3,1	0,2	7,7	15,8	15,2	13,6	10,1	6,1	-1,0	-0,7	3,8
1957	-1,3	-1,6	-5,1	1,4	8,3	12,0	17,1	15,7	10,3	7,2	3,0	-0,2	5,6
1958	-5,6	-7,2	-5,9	1,6	8,1	12,5	14,8	14,5	11,6	8,0	4,0	-4,1	4,4
1959	-2,7	-1,0	1,0	5,2	9,2	14,6	17,4	17,1	10,2	5,8	1,1	-5,1	6,1
1960	-7,1	-7,8	-4,3	2,7	10,1	14,7	17,7	15,3	11,2	4,6	0,6	1,5	4,9
1961	-1,7	0,6	1,5	3,6	9,3	16,1	15,6	14,4	11,2	9,0	3,0	-2,2	6,7
1962	-1,4	-3,6	-6,0	4,8	7,6	11,3	14,5	13,5	10,6	8,2	2,0	-2,9	4,9
1963	-8,6	-9,6	-7,6	3,4	12,2	13,6	16,7	16,3	13,6	7,5	0,8	-3,1	4,6
1964	1,3	-7,4	-5,1	3,0	9,2	14,1	15,9	14,5	11,7	8,4	2,0	-1,2	5,5
1965	-2,7	-6,3	-2,5	4,1	6,6	14,5	13,9	14,7	13,1	7,2	-2,3	-2,6	4,8
1966	-11,0	-10,9	-0,9	0,2	9,1	16,0	17,1	14,8	10,4	6,8	1,9	-4,9	4,1
1967	-9,6	-3,7	1,6	3,8	9,0	13,1	16,4	15,9	13,3	9,6	3,6	-6,6	5,5
1968	-10,2	-4,3	-0,2	4,5	7,5	15,8	15,4	16,8	11,8	4,0	0,8	-1,7	5,0
1969	-9,4	-8,3	-6,4	3,4	7,6	14,6	16,8	15,7	11,2	6,7	1,5	-5,7	4,0
1970	-8,8	-10,8	-1,0	2,5	8,8	15,6	16,3	15,8	11,0	5,3	0,8	-2,4	4,4
1971	-0,6	-3,8	-3,5	3,1	10,2	13,0	16,5	16,3	10,6	6,3	0,1	-0,8	5,6
1972	-8,4	-3,0	-1,6	2,8	8,8	16,0	19,5	16,3	11,3	5,6	1,9	2,5	6,0
1973	-1,8	-2,3	0,2	4,0	9,7	16,5	19,4	15,8	8,6	4,4	0,0	-3,8	5,9
1974	-2,3	0,4	0,3	3,1	6,5	13,5	15,7	15,4	13	7,1	3,0	1,0	6,4
1975	0,4	-1,3	1,0	3,6	11,8	13,4	17,8	17,3	13,8	6,7	1,3	0,3	7,2
1976	-6,4	-6,5	-3,9	2,3	10,3	12,2	15,8	15,6	9,9	1,8	1,7	-3,3	4,1
1977	-5,7	-7,2	-1,0	2,3	9,1	14,5	14,6	15,3	9,6	6,5	3,0	-3,0	4,8
1978	-5,1	-9,3	-1,5	2,1	9,1	13,8	15,4	14,6	9,8	5,8	4,5	-9,1	4,2
1979	-7,1	-8,2	-0,5	2,6	11,0	15,7	14,4	16,6	11,1	5,9	2,1	-1,6	5,2
1980	-6,7	-7,1	-4,8	4,2	6,3	15,3	16,2	14,8	12,1	7	0,4	-1,0	4,8
1981	-2,6	-4,0	-3,9	1,7	10,5	13,3	16,5	14,4	11,0	6,8	1,0	-4,2	5,1
1982	-6,2	-4,5	0,3	2,7	9,1	11,3	16,4	15,9	11,0	6,0	4,6	0,9	5,7
1983	0,2	-5,8	-2,2	5,8	11,2	13,0	17,3	16,1	12,4	7,3	1,1	-1,0	6,3
1984	-2,4	-4,4	-3,0	5,4	12,3	13,5	15,2	15,4	10,5	8,5	1,3	-1,9	5,9
1985	-10	-13,3	-1,6	1,5	9,0	12,9	15,2	16,2	10,2	8,2	-0,5	-3,8	3,7
1986	-4,8	-9,7	0,3	3,3	10,5	16,0	16,6	14,3	8,0	6,5	4,0	-5,3	5,0



1987	-13,4	-5,1	-6,3	2,6	8,6	12,4	14,9	13,1	9,9	6,5	0,9	-2,2	3,5
1988	-2,6	-2,8	-1,8	2,3	10,8	15,9	18,9	14,5	12,0	6,1	-1,2	-3,4	5,8
1989	-1,2	1,4	2,3	6,2	10,4	14,9	16,9	14,5	12	6,4	2,0	-2,4	7,2
1990	-1,5	2,5	2,4	6,3	9,1	13,8	15,4	15,7	8,9	6,2	1,2	-0,8	6,6
1991	-1,0	-3,8	0,3	4,2	7,1	12,4	16,8	16,7	11,0	7,1	3,9	0,5	6,3
1992	0,6	-0,6	1,7	2,7	10,6	15,0	17,0	15,7	12,4	2,5	-0,4	1,3	6,6
1993	-0,5	-1,1	-0,2	3,8	12,9	11,7	15,8	14,0	7,1	5,0	-4,8	-1,7	5,2
1994	-2,7	-10,5	-2,0	5,9	7,6	12,2	18,9	15,6	11,8	5,4	1,1	-0,1	5,3
1995	-2,7	0,7	0,9	3,7	8,5	16,2	15,6	16,0	11,2	8,9	0,1	-4,5	6,2
1996	-5,9	-9,2	-2,8	3,7	7,9	12,6	14,6	17,7	9,4	7,3	4,1	-2,8	4,8
1997	-2,2	-1,5	-0,2	2,2	7,8	15,0	18,0	18,7	11,4	4,3	1,0	-2,9	6,0
1998	-0,4	-2,5	-3,0	4,1	9,3	14,0	15,6	13,8	11,7	6,3	-3,7	-1,8	5,3
1999	-3,2	-4,4	0,1	6,2	7,5	17,2	18,2	15,4	13,4	7,4	2,9	-0,6	6,7
2000	-1,4	-0,6	-0,2	7,1	10,4	13,4	16,1	15,2	10,1	8,9	4,3	1,7	7,1
2001	-0,7	-4,4	-2,2	5,7	9,4	13,3	19,9	16,2	12,3	8,9	1,2	-6,2	6,1
2002	-1,6	0,5	1,2	5,3	11,8	15,3	18,7	18,4	11,7	1,9	-0,9	-6,7	6,3

## Sünoptiline klimatoloogia: ülevaade ajaloost, arengust ja metoodikast

Mait Sepp

Tartu Ülikooli Geograafia Instituut

### 1. Sissejuhatus

Klimatoloogia on väga kiiresti arenev teadus. Eriti viimase viieteistkümne aastaga on tehtud tohutu kvantitatiivne ning kvalitatiivne hüpe. Seda eelkõige tänu arvutustehnika ülikiiirele arengule. Kui 1960ndatest 1980ndateni koondus tiptasemel klimatoloogia vaid mõnedesse rikkamatesse ülikoolidesse või uurimiskeskustesse, kellel oli võimalus kasutada toona väga kalleid elektronarvuteid, siis praegused odavad ning piisavalt võimsad kompuutrid kergesti kasutatava tarkvaraga on klimatoloogiast teinud niiöelda “igapäevateaduse”. Seda enam, et tänu internetile on viimase kümnendil näiteks erinevad klimatoloogilised andmebaasid muutunud väga kergesti, tasuta või suhteliselt odava hinna eest kättesaadavateks (Yarnal *et al*, 2001). Tasemel kliimauurimiskeskuse või -grupi loomine on tänapäeval võimalik pea igas endast lugupidavas ülikoolis ning seda on ka üsna paljudes tehtud.

Teiseks klimatoloogia kiire arengu “mootoriks” on olnud avalikkuse tohutu huvi kliimamuutuste vastu. Tänapäeval kajastab meedia praktiliselt kõiki ilmastikunähtustest tingitud katastroofe, ükskõik, millises maailma otsas need ka ei toimuks. Paratamatult jääb uudiseid jälgides mulje, et “ilmaga on midagi lahti”. “Sensatsioonitööstus” on tervitades vastu võtnud mõningad klimatoloogide uurimisobjektid nagu näiteks El Niño ning sellega kaasnevad purustavad loodusnähtused. Ka kasvuhooneefekti ja kliima soojenemisega seotud teooriad on tavaajakirjanduses üsnagi laialt kajastatud. Viimaseid rakendavad edukalt isegi mõningad huvirühmad (“rohelised”) oma eesmärkide propageerimisel.

Lisaks tunnetavad paljud riigid Maa kliima võimalikust järsust muutusest teatavaid riske oma julgeolekule või rahva jõukusele. Mõistagi tähendab see kõik, et paljud USA ning Euroopa Liidu teaduse rahastajad suhtuvad positiivselt projektidesse, mis käsitlevad muutusi kliimasüsteemis.

Kõik eelnev, uurimisvahendite odavus ja kättesaadavus, teema populaarsus ning suhteliselt laialdane rahastamine on loonud klimatoloogia, sealhulgas sünoptilise klimatoloogia arenguks väga viljaka pinnase.

Sünoptilise klimatoloogia mõiste on teadusartiklite pealkirjades päris tavaline, seda eriti USA teadusajakirjades. Kui [www.google.com](http://www.google.com) otsingumootoris sisestada mõiste “synoptic climatology”, siis 2002. aasta septembri alguse seisuga anti internetist vastus, et leitud on “umbes 2160 tulemust.” Tegelikult lubatakse uurima vaid ligikaudu 780 interneti lehekülge, mis, nagu sellistel otsingutel ikka, sisaldavad väga erinevat informatsiooni, alates tõsiteaduslikest esseedest lõpetades tutvumisküsitlustega. Suures enamuses on tegu aga kahte sorti lehekülgedega: erinevate USA ülikoolide geograafiat õpetavate allüksuste õppekavad, milles õppeaine “Sünoptiline klimatoloogia”, ning tavaliselt kuni 40aastaste USA teadlaste elulookirjeldused, kus teatatakse, et üheks uurimisvaldkonnaks (-huviks) on sünoptiline klimatoloogia.

Eelnenust võiks oletada, et tegemist võib olla väga noore ja peamiselt Ameerika Ühendriikides viljeldava teadusharuga. Sellises üldistuses on oma tõetera sees, kuid mitte absoluutne.

## 2. Sünoptilise klimatoloogia alused

Mis on sünoptiline klimatoloogia ja selle teadusharu uurimisobjektiks? Nagu ikka, on lihtsatele küsimustele küllaltki keeruline vastata. Seda enam, et isegi alusteaduse ehk klimatoloogia mõiste ja uurimisobjekti defineerimine on kogu teaduse ning arvutustehnika ja -meetodite hüppelise arengu järel endiselt vaidlusalune (Bryson, 1997).

Väidetavalt ilmus mõiste “sünoptiline klimatoloogia” esmakordselt esile 1942. aastal USA Õhujõudude Peakorteri alluvuses teostatud kliimauuringutes (Jacobs, 1947; Barry, Perry, 1973; Harman, Winkler, 1991). Selle käigus töödeldi eelnevate aastatega kogunenud sünoptilisi andmeid, eesmärgiga leida statistilisi seaduspärasusi ilmastikunähtuste korduvuses ning esitada selle alusel pikaajalisi prognoose.

Umbes samal ajal ja samas kontekstis võtsid antud mõiste kasutusele ka britid (Barry, Perry, 1973). Nende raamat võttis ligi viiel ja poolaastal leheküljel kokku kõik sünoptilise klimatoloogia selle ajani tehtud saavutused. Autorite definitsiooni järgi on sünoptilise klimatoloogia eesmärgiks atmosfääri tsirkulatsiooni ja kohaliku või regionaalse kliima seoste uurimine. Nende arvates iseloomustab sünoptilise klimatoloogia alla kuuluvaid uurimusi kaks põhilist etappi: 1) atmosfääri tsirkulatsiooni klassifitseerimine ning 2) määratud tsirkulatsioonitüüpide ja ilmastikuelementide vaheliste seoste leidmine (Barry, Perry, 1973; Post, Tuulik, 1999a).

Sünoptilise klimatoloogia “vundamendiks” on seega atmosfääri tsirkulatsiooniprotsesside klassifitseerimine (näiteks tsirkulatsioonitüüpideks, -vormideks, -mustriteks vms). Klassifitseerimise aluseks on omakorda aga olnud tähelepanek, et tsirkulatsiooniprotsessides ilmneb teatavaid ruumilisi ja ajalisi sarnasusi. See tähendab, et aeg-ajalt ilmneb rõhkkondade paigutustes ja tsüklonite liikumistrajektorides ning teistes ilmastikku kirjeldavates suurustes teatavaid analooge varem esinenud situatsioonidega. Sellised ühe stsenaariumi järgi arenevad protsessid kulgevad ühesuunaliselt ligikaudu 3–4 päeva, mille järel toimub kiire, “hüppeline” tsirkulatsiooniolude muutus (Baur, 1963; Girs, 1971; Barry, Perry, 1973; Girs, 1974; Dzerdzejevski, 1975; Girs, Kondratovitš, 1978; Bárdossy, Caspary, 1990).

Teiseks sünoptilist klimatoloogiat iseloomustavaks tunnuseks on regionaalsus ehk üldisemalt – ruumiline mõõde. Kui väga lihtsustatult asjale läheneda, siis sünoptiline klimatoloogia tegeleb tsirkulatsiooniprotsesside ja nende mõjude uurimisega väiksemal alal kui poolkera. Mõõtkava poolest eristub sünoptiline klimatoloogia oma “vanemast vennast”, dünaamilisest klimatoloogiast, mis uurib protsesse poolkera ja sellest suuremates mastaapides (Barry, Perry, 1973). Kui aga võimalikult korrektselt sünoptilise klimatoloogia ruumilist mõõdet defineerida, siis võib aluseks võtta F.K. Hare (1955; Barry, Perry, 1973) määratlust, mille järgi tegeleb sünoptiline klimatoloogia “piirkondadega, mis on piisavalt väikesed, et eristatavaid tsirkulatsioonitüüpe saaks seostada ilmaelementidega”. Praktikas pole siiski kumbki, ei üldistatud ega ka täpse definitsiooni ruumilise mõõtme määratlus täpne ning ka dünaamilise ja sünoptilise klimatoloogia vahe nii selge. Dünaamilise klimatoloogia mõõtkava määrab ära terviklike tsirkulatsiooniprotsesside mõõde. Vaatluse all on nii suur ala, mille kohal saab “kirjeldada selgelt eristatavate ning termodünaamilises mõttes enam-vähem suletud



(tsirkulatsiooni-) süsteemide esinemist ja intensiivsust” (Bergeron, 1930; Barry, Perry, 1973). Selleks alaks võib aga olla näiteks nn Atlandi-Euraasia sektor. Sünoptilised klimatoloogid lähtuvad ruumilise mõõtme valikul väga sageli rakenduslikest eesmärkidest (või pragmaatilistest kaalutlustest) – vaatluse all on “kohalikud” või “regionaalsed” olud. “Regionaalsus” võib USA näitel tähistada tervet riiki, osariiki, osariikide gruppi (näiteks Kirde-USA, New Yorgi regioon) või mõne jõe valgala (näiteks Missouri) (Barry, Perry, 1973; Yarnal, 1993; Yarnal *et al*, 2001).

Vaid regionaalsust silmas pidavaid klassifikatsioone on ägedalt kritiseeritud. Peamiseks argumendiks on kritiseerijail tõsiasi, et paljud sellised klassifikatsioonid vaatlevad ilmastikuprotsesse regiooni kohal justkui väljaspool atmosfääri üldise tsirkulatsiooni protsesse seisvatena. Kuid eriti väikeste regioonide puhul võib see tekitada olukorra, kus ühte klassi pannakse väliselt sarnased, kuid geneesilt erinevad tsirkulatsiooniolud (Dziedzjevski, 1975; Girs, 1971; 1974; Girs, Kondratovitš, 1978).

Samas ei ole ka poolkera mastaabis atmosfääri üldise tsirkulatsiooni klassifikatsioonid kuigi head regionaalsete ülesannete lahendajad – nende üldistatus on selleks liiga suur. Näiteks termobaarilise laine nihe paarisaja kilomeetri ulatuses ei pruugi tähendada teise tsirkulatsioonitüüpi kuulumist. Eesti mastaabis tähendab aga selline «loks» absoluutselt teistsuguseid ilmaolusid. Tavaliselt ongi ka suure üldistatusega klassifikatsioonid jagatud väiksemateks alltüüpideks või vaadeldakse tsirkulatsiooniprotsesse poolkera sektorite kaupa (Girs, 1971; 1974; Dziedzjevski, 1975; Girs, Kondratovitš, 1978).

### 3. Ülevaade ajaloost

Tsirkulatsiooniprotsesside klassifitseerimise katseid tehti juba 19. sajandil. Esimeste uurijate seas nimetatakse kõige sagedamini Köppeni ja van Bebberi nime. Köppen uuris Peterburi ilma sõltuvust rõhkkondade positsioonidest. Ta eristas kuut tüüpilist situatsiooni (klassi): tsükloni või antitsükloni kese asub Peterburi kohal; valdavad õhuvood lähtuvad kas tsüklonist või antitsüklonist; kaks vahepealset (ülemineku) situatsiooni. Suhteliselt lihtsa klassifitseerimise printsiibina on Köppeni lähenemine küllaltki tavaline ka tänapäeval, eriti väiksemate piirkondade tsirkulatsiooniolude kirjeldamisel (Barry, Perry, 1973).

W. J. van Bebber võttis oma uuringute aluseks antitsüklonite asukohad ning madalrõhkkondade liikumissuunad. Ta määras kindlaks viis peamist tsüklonite liikumistrajektoori. Ent analüüsitud aegrida oli väga lühike (5 aastat) ja mainitud trajektooreid ei iseloomusta kõiki peamisi tsüklonite liikumisi, mistõttu van Bebberi töödel on vaid ajalooline väärtus (Barry, Perry, 1973; Kondratovitš, 1978; Heyer, 1988).

Põhjalikumalt võeti atmosfääri tsirkulatsiooni uurimine ja klassifitseerimine käsile 1930ndatel. Selleks ajaks oli põhjalikult uuritud ja kirjeldatud enamik tähtsamaid tsirkulatsiooni suunavaid ilmasüsteemi osi. Kujunesid välja kõik eeldused sünoptilise klimatoloogia sünniks. Tänu nn Bergenil koolkonnale eesotsas V. Bjerknesiga (1862–1951) oli Euroopas 20. sajandi teisel kümnendil välja arenenud juba sünoptiline meteoroloogia (Bjerknes *et al*, 1933).

1920ndatel arenes meteoroloogia ja sünoptika silmapaistvalt kiiresti ka Nõukogude Venemaal, seda B.P. Multanovski (1876–1938) juhtimisel (Girs, 1971; 1974; Girs, Kondratovitš, 1978).



Teiseks sünoptilise klimatoloogia ilmumise eelduseks oli piisavalt pikad (mõningates kohtades kuni 50aastased) meteoroloogiliste andmete aegread, mis võimaldasid juba statistiliselt usaldusväärseid üldistusi teha.

Esimesed tööd, mida oma sisult sünoptilise klimatoloogia alla saab asetada, algasid praktiliselt paralleelselt Saksamaal ning Nõukogude Liidus. Saksamaal asutati 1929. aastal Põllumajandusministeeriumi eestvõttel uurimisinstituut, mille ülesandeks sai pikaajaliste ilmaprognooside koostamine Kesk-Euroopa (Saksamaa) jaoks. Peale erinevate meetoditega katsetamist pöördui ilmatüüpide klassifitseerimise poole. Franz Bauri (1887–1977) juhtimisel üllitati 1944. aastal teos (Baur *et al*, 1944; Baur, 1963; Bárdossy, Caspary, 1990), milles esitati väljatöötatud klassifikatsiooni põhimõtted.

Kesk-Euroopa ilmaoludele kontsentreeruva klassifikatsiooni aluseks on nn *Grosswetterlagen* (GWL), mida võib tõlkida kui ilmapuust (Keevallik, Loitjäär, 1999). Kokku eristati neid 29, mis omakorda koonduvad kolme tsirkulatsioonitüüpi – tsonaalsesse, meridionaalsesse ja pool-meridionaalsesse (Bárdossy, Caspary, 1990; Gerstengarbe *et al*, 1993; Keevallik, Loitjäär, 1999).

Paraku oli klassifikatsiooniga tegelnud teadusinstituut II maailmasõja ajal *Luftwaffe* palgal ning likvideeriti pärast liitlaste võitu (Baur, 1963; Barry, Perry, 1973). Seotus sõjaväega oli ka ilmselt peamine põhjus, miks F. Bauri nimi ei figureeri teadusmaailmas tänini edukalt püsiva klassifikatsiooni nimes. Tänapäeval tuntakse seda töö edasiarendajate Paul Hessi ja Helmuth Brezowsky (1969) nimede järgi (Bárdossy, Caspary, 1990).

Nõukogude Liidus eraldus 1930ndatel kuulsast Multanovski koolkonnast suund, mis nägi sünoptiliste probleemide lahendust atmosfääri üldise tsirkulatsiooni protsesside klassifitseerimises. Uue koolkonna juhiks sai Multanovski õpilane Georgi Vangengeim (1896–1961), ladina tähtedega kasutatakse ka nimevormi Wangenheim. Tema eesmärkideks sai “uurida atmosfääri protsesse nende peatumatus arengus, jagades protsessid reaalselt eksisteerivateks tüüpideks, selgitada välja tüüpide vaheldumise seaduspärasused, uurida väikeste mastaapidega protsesse kui suuremõõtmeliste staadiume, uurida mingil väiksemal territooriumil arenevaid atmosfääriprotsesse makroprotsesside taustal” (Girs, 1971; 1974; Girs, Kondratovitš, 1978).

Kokku eristatakse ametlikus metoodikas 26 tsirkulatsioonitüüpi ning 31 alltüüpi (kuna aga alltüüpide määramise võimalused on suhteliselt paindlikud, siis klassifikatsiooni lõplik struktuur nõuab ilmselt edasisi täpsustusi), mis koonduvad kolme tsirkulatsiooniklassi: W (tsonaalne tsirkulatsioon), E (ida- ehk poolmeridionaalne) ja C (meridionaalne). Esialgselt oli klassifikatsioon suunatud Euroopa kohal kulgeva atmosfääri tsirkulatsiooni kirjeldamiseks (Vangengeim, 1952; Girs, 1971; 1974, Girs, Kondratovitš, 1978; Sepp, 1999). Peale II maailmasõda arendas klassifikatsiooni edasi A.A. Girs (1913–1983). Ta lisas kõrgemate õhukihtide andmed ning laiendas uuritavaks alaks terve põhjapoolkera. Jaotus alltüüpideks kaotas oma tähtsuse ning Vangengeim-Girsi klassifikatsiooni puhul räägitaksegi tavaliselt ainult tsirkulatsiooniklassidest.

Kindlasti maailmatasemele kuuluv klassifikatsioon on aga senini laiemalt vähetuntud – Vangengeim-Girsi klassifikatsioonist on maailma teistes teaduskeeltes vaid mõned üksikud käsitlused. Ilmselt on siin põhjuseks see, et suur osa nii Vangengeimi, kui tema õpilaste töid olid Nõukogude Liidus salastatud. Suutsid nad ju välja töötada prognoosimeetodi, millega ennustati pooleks aastaks ette Põhja Jäätel navigatsiooniolusid (Girs, 1974; Girs, Kondratovitš, 1978; Dmitriev, 2002).

II maailmasõja ajal põhiliselt militaarvajadustest sündinud teadusharu arenes peale sõda suure kiirusega edasi. Uusi klassifikatsioone või lähenemisi ilmastikuprotsesside kirjeldamiseks sündis praktiliselt igas maailma nurgas (Barry, Perry, 1973). Pärastsõja-aegsetest töödest tuleb eraldi välja tuua Nõukogude Liidu Teaduste Akadeemia Geograafia Instituudis Boris Dzerdzejevski (1898–1971) poolt loodud kogu põhjapoolkera tsirkulatsiooni käsitlevat klassifikatsiooni (Dzerdzejevski, 1975); samuti Hubert H. Lambi klassifikatsiooni tsirkulatsioonist Briti saarte kohal (Lamb, 1972) ning Mulleri klassifikatsioon USAs (Muller, 1977). Küllaltki tavaline oli ka mõne varem loodud klassifikatsiooni modifitseerimine ja rakendamine oma regioonis (Yarnal, 1993; Buishand, Brandsma, 1997). Euroopas levisid *Grosswetterlagen*’i teisendused. Näiteks Ungaris (Péczeley, 1957) ja Tšehhoslovakkias (Brádka *et al*, 1961) loodi oma GWL klassifikatsioon. Austerlased töötasid GWL põhimõtete alusel välja Alpide regiooni tsirkulatsiooniolusid kirjeldava klassifikatsiooni (Schüepp, Fliri, 1967; Barry, Perry, 1973). Ka Euroopas laialt tuntuks saanud H.H. Lambi lähenemine Briti saarte kohta, ulatub juurtega Hess-Brezowsky klassifikatsioonini (Lamb, 1972). Lambi klassifikatsioon on oma eelkäijast oluliselt lihtsam ning on omakorda aluseks mitmele regionaalsele klassifikatsioonile – näiteks Poolas, Visla ülemjooksu basseini kohal toimuvate tsirkulatsiooniolude kirjeldamiseks (Niedźwiedz, 1983; 1992). Tsirkulatsiooni ja laiemalt ilmastiku uurimine klassifitseerimise vahenditega kestis peaaegu kuuekümnendate lõpuni (nõukogude blokis kaheksakümnendateni).

#### 4. Muutused sünoptilises klimatoloogias

Kuni 1960ndate lõpuni tähendas tsirkulatsiooniprotsesside klassidesse jagamine üksnes üksiku teadlase või grupi praktikute kogemustele põhinevat otsustust. Kõik eelmises peatükis mainitud klassifikatsioonid olid just sellisel meetodil koostatud. Tavaliselt olid klassifitseerijaiks pikaajaliste kogemustega sünoptikud.

Selline “silma järgi” klassifitseerimine kannatab aga tugevalt subjektiivsuse nõrkuste all. Samade algallikate ning samasuguse klassifitseerimise meetodikaga koostavad erinevad uurijad erineva aegrea. See tähendab, et erinevad inimesed “näevad” (tunnetaavad) tsirkulatsiooniprotsesse täiesti erinevalt ning seetõttu määravad neid erinevatesse klassidesse. Brent Yarnal tegi katse, milles kaks ühte moodi instrueeritud klassifitseerijate rühma määrasid klassidesse täpselt sama perioodi tsirkulatsiooniandmeid iga päeva kohta. Kahe tekkinud aegrea kokkulangevus oli keskmiselt vaid 75% (Yarnal, 1993; Frankes, Yarnal, 1997).

Peale Lundi (1963), Kirchhofferi (1973) ja paljude teiste töid (Harman, Winkler, 1991 järgi näiteks Stidd, 1967; Bryson, 1966; Christensen, Bryson, 1966; Kutzbach, 1967), milles esitati uusimaid, arvuti poolt juhitavaid klassifitseerimismeetodeid, langesid nn subjektiivsed klassifikatsioonid terava kriitika alla. Arvutitega tehtavad tööd kuulutati “objektiivseteks”. Nii jagavadki Barry ja Perry (1973) klassifikatsioone kasutatava meetodika põhimõtete järgi teravalt kaheks: subjektiivsed (määrajaks on inimene) ja objektiivsed. Viimaste puhul käib klassifitseerimine kindlate matemaatiliste valemite alusel, mille lahendamiseks kasutatakse arvutit. Samade algandmetega on aegrida identselt korratav ükskõik kelle poolt.

Niiõelda arvutivaimustus ning uued klassifitseerimisvõimalused tõid kaasa sünoptilise klimatoloogia muundumise ja suhtelise madalseisu (Yarnal, 1993). 1970ndatest kaheksakümnendate keskpaigani ilmus näiteks referatiivse ajakirja

*Meteorological and Geostrophysical Abstracts* alusel hinnatuna sünoptilise klimatoloogiaga seotud artikleid aastas pea poole vähem kui 1960ndatel (Smithson, 1988). Madalseisu põhjuseks võib tuua põlvkonna või ka paradigma vahetust – “vana kooli” klimatolooge-sünoptikuid oma klassifikatsioonidega ei võetud enam tõsiselt. Noori, arvutustehnikat tundvaid ilmteadlasi paelus aga kliimaprotsesside modelleerimine, mis suhteliselt piiratud arvutiressursside juures tundus eesrindlikum kui klassifitseerimine.

Ei saa öelda, et tsirkulatsiooniprotsesside klassifikatsioonidega üldse ei tegeldud. Nagu eelmisest peatükist võib välja lugeda, ilmusid tähtsamad nn subjektiivsed klassifikatsioonid just 1970ndatel. Siiski peab mainima, et tegemist on kokkuvõtivate töödega, mis annavad ülevaate eelnenud kolme-neljakümne aasta uuringutest.

Muidugi ilmus ka päris uusi lähenemisi nagu näiteks Jenkinsoni ja Collisoni (1977) katse automatiseerida Lambi klassifikatsiooni. Kuid üldise tendentsina läks sünoptilises klimatoloogias “jāme ots” aegamisi sünoptikute käest geograafi haridusega inimestele. Selle tulemusena laienes teadusharu rakenduslik külg tohutult, kuid seda mitte ilmastiku käitumise ennustamise vallas.

Peagi tekkis olukord, kui Barry ja Perry (1973) sünoptilise klimatoloogia definitsioon ei haaranud enam kõiki neid alasid, kus antud teadusharu põhimõtteid ja meetodeid kasutati. Nii ei määratlenud paljud tsirkulatsiooniprotsesside klassifikatsioonidega tegelevad teadlased end sünoptiliste klimatoloogidena ning ka artiklite võtmesõnastikus ei mainitud seost selle klimatoloogia haruga. Sageli ilmusid vastavad artiklid hoopiski mitte ilmteaduste või isegi geograafiaga seotud väljaannetes (Yarnal, 1993).

Täiesti uue ajajärgu tähiseks kujunes Ameerika Ühendriikides Pennsylvania Ülikooli geograafi Brent Yarnali 1993 aastal ilmunud raamat. Ta käsitleb sünoptilise klimatoloogia uurimisvaldkonda hoopis laiemalt, kui seda Barry ja Perry definitsioon lubaks. Kui nende definitsioon räägib seoste leidmisest “tsirkulatsioonitüüpide ja ilmastikuelementide vahel”, siis Yarnalil on ilmastikuelementide asemel “keskkonnatingimused”.

Yarnal (1993) jagab sünoptilise klimatoloogia alla käivad uurimistööd eesmärkidelt ja metodoloogialt kaheks: uuritakse kas keskkonnanäitajate seoseid tsirkulatsiooniga või tsirkulatsiooni mõjusid keskkonnale. Esimesel juhul vaadeldakse konkreetseid maapinnalähedasi keskkonnatingimusi ning uuritakse nende seotust tsirkulatsiooniprotsessidega. Enamikul juhtudest käsitletakse keskkonnatingimustena küll ilmastikunäitajaid (temperatuur, sademed jne), ent uusimate lähenemistena uuritakse ka happevihmade või osooni jaotumist, inimeste terviseprobleemide, aga ka näiteks taimekahjurite levi sõltuvust tsirkulatsioonitüüpidest. Teisel juhul võetakse kõigepealt vaatluse alla klassifikatsiooni aegread ning võrreldakse neid keskkonnanäitajatega.

Tundub, et tegemist on vaid sõnade mänguga (tsirkulatsioon-keskkond, keskkond-tsirkulatsioon), kuid sisuliselt tähistab see teadlaste maailmavaatelist vahet. Selline uurimisvaldkonna (või maailmavaate) avardamine tõi ühelt poolt, eriti Ameerika Ühendriikide teadusringkondades, 1990ndatel kaasa artiklite buumi (Yarnal *et al*, 2001). Paljud noorema põlvkonna geograafid, kes uurivad muutusi keskkonnas ning nende võimalikku sõltuvust atmosfääri tsirkulatsioonist, on end hakanud seostama sünoptilise klimatoloogiaga.

Teiselt poolt aga võib rääkida teatavast konfliktist meteoroloogide ning geograafide vahel. Algselt siiski vaid pikaajaliste ilmastikuproгноoside eesmärgil



tekkinud teadusharu juurde on geograafid pookinud uurimisteemasid, mida vaevu saab “ilmaennustamisega” ühildada.

Muidugi peab ütlema, et sünoptikud ise on sünoptilise klimatoloogia “mütsi alt” välja kasvanud, hakates eelistama eelkõige numbrilist modelleerimist, dünaamilise klimatoloogia ja teiste teadusharude meetodeid või nende kombinatsioone (Harman, Winkler, 1991; Yarnal, 1993; Yarnal *et al*, 2001).

Erinevate uurimismeetodite segunemine on kaasa toonud olukorra, kus mingi uurimuse tegelik lahterdamine ühe või teise teadusharu alla võib ülimalt keeruline olla. Artiklites (Oliver *et al*, 1989, Roger *et al*, 2000) on segaduste lõpetamiseks välja pakutud mõtte ühendada kõik erinevad kliimamuutustega tegelevad teadused ühise “vihmavarju” alla, milleks võiks olla kliima dünaamika (*climate dynamics*). Seni pole see ettepanek juurdunud.

Võib tunduda, et üheks sünoptilise klimatoloogia muutuseks on selle Euroopast “üle ookeani kolimine.” See tähendab, et jääb mulje, nagu viljeldaks Euroopast välja kujunenud teadust tänapäeval peamiselt Ameerika Ühendriikides. Autorile pole kätte juhtunud vastavat statistikat, mis seda muljet kinnitaks või ümber lükkaks. Ilmselt on tegu selles, et Euroopas pole kuigi aktiivselt kaasa mindud Brent Yarnali sünoptilise klimatoloogia uurimisvaldkonna laiendamise ideedega. Euroopa ilmastiku- ja keskkonnamuutuste uurijail pole ilmselt olnud vajadust ühise “võtmesõna” alla koondumiseks. Ka võib teatava reservatsiooniga väita, et Euroopas pole teiste keskkonnanäitajate (näiteks happevihmade või maapinnalähedase osoonireostuse levik vms) uurimine sünoptilise klimatoloogia meetoditega niivõrd levinud kui USAs.

## 5. Uurimismeetodid

Teiseks Yarnali (1993) raamatu tähelepanuväärsuseks on põhjalik ülevaade erinevate klassifitseerimismeetodite positiivsetest külgedest ning nõrkustest. Peamine eripära eelnenud ülevaatetöödest on see, et ta rehabiliteeris atmosfääri tsirkulatsiooni nn subjektiivsed klassifikatsioonid. Kui A. Perry (1983) ning veel 1992 aastal ilmunud A.K.A. El-Kadi ja P.A. Smithsoni artiklis jagatakse kõik klassifikatsioonid traditsiooniliselt kaheks: subjektiivsed ja objektiivsed, siis B. Yarnal eitab sellist jaotust. Varasemates artiklites (Yarnal, White, 1987; Yarnal *et al*, 1988) on näidatud, et tegelikult ei ole klassifikatsioonid, mille koostamisel kasutatakse arvuti abi, põhimõtteliselt “objektiivsemad” kui nn subjektiivsed klassifikatsioonid. Kuigi arvutijuhitavad tööd on vabad näiteks homogeensusprobleemidest, ka on nende genereeritavad aegread vastavat metoodikat ja algandmeid kasutades alati täpselt korratavad, jäävad nad siiski juba algselt subjektiivseteks. Arvuti osalusega koostatud klassifikatsioon on ikkagi sõltuv konkreetse inimese teadmistest ja oskustest. Uurija otsustada jääb, milline saab olema klassifikatsiooni ülesehitus, milliseid algandmeid ja kuidas kasutada. Nii soovib Yarnal loobuda klassifikatsioonide jaotamist emotsionaalsel alusel subjektiivseteks ja objektiivseteks, vaid vastavalt manuaalseteks ehk “käsitöönduslikeks” ja automatiseerituteks (Yarnal, 1993).

Lisaks leiab Yarnal, et käsitöönduslikel lähenemistel on teatav ületamatu voorus, mis klassifikatsioonide automatiseerimise juures kaotsi läheb. Seda võib tinglikult nimetada kogemuslikuks üldistatuseks. Kui arvuti “näeb” ja “tükeldab” tsirkulatsiooniprotsesse vaid etteantud piirväärtuste tasemel, siis inimene suudab sünoptilistel kaartidel protsesse hoomata katkematu ajalise ja ruumilise tervikuna. Ta



suudab tabada ka neid dünaamika nüansse, mille selgitamine arvutile on seni olnud võimatu (Yarnal, 1993).

Nii asetabki B. Yarnal käsitööndusliku klassifitseerimismeetodi võrdsena teiste kõrvale. Tema järgi (Yarnal, 1993; Yarnal *et al*, 2001) võib sünoptilises klimatoloogias praegu eristada kaheksat enimkasutatud klassifitseerimismeetodit:

1. “Käsitöö” ehk nn subjektiivsed atmosfääri üldise tsirkulatsiooni klassifikatsioonid. Töö käigus vaatab klassifitseerija sünoptilisi kaarte käsitletava perioodi iga päeva kohta ning määrab need atmosfääri tsirkulatsiooniprotsesside suuna, frontide, rõhkkondade asendi jms alusel ja oma kogemustele toetudes tsirkulatsioonitüüpidesse (Barry, Perry, 1973; Yarnal, 1993).
2. “Mustrikaartidega” korreleerimine ehk Lundi (1963) ja Kirchhoferi (1973) meetod. 1970–80ndatel levinud automatiseeritud meetod. Raal arvutab vastavate eeskirjade alusel korrelatsioone reaalsete sünoptiliste kaartide ning standardiks antud tüüpkaardi vahel.
3. Rühmitamine. Uuriija valib oma suva järgi kriteeriumid (näiteks sademete hulk), määrab piirväärtused ning rühmitab kõik etteantud tingimustele vastavad tsirkulatsiooni situatsioonid ühte klassi. Näiteks, kui antud sünoptilise situatsiooniga oli mingites punktides sademeid vahemikus 50–60 mm, kuulub see vastavasse gruppi).
4. Indekseerimine. Näiteks NAO (Põhja-Atlandi ostsillatsioon), PNA (Vaikse ookeani – Põhja-Ameerika indeks), Katsi indeks jne. Tavaliselt rõhkkondade õhurõhkude vahest arvutatav suhtarv, mis iseloomustab tsirkulatsiooni tsonaalsust või meridionaalsust jms.
5. Spetsifitseerimine ehk Kleini (1983) meetod. 700 mb geopotentsiaali anomaaliade võrgustiku punktide mitmese regressiooni alusel tehakse pikemaajalisi prognostilisi järeldusi õhutemperatuuri muutumise kohta.
6. Omavektori meetodil määratud sünoptilised ilmatüübid.
7. Omavektori meetodil moodustatud “mustrikaardid”.
8. Omavektori meetodil teostatud rajoneerimine.

Viimased kolm meetodit on viimasel kümnendil eriti populaarseks muutunud. Seda muidugi seetõttu, et varem ei jätkunud nende meetodite rakendamiseks piisavalt arvutijõudlust ning võrreldes teiste mainitud võimalustega tunduvad omavektori meetodid eriti “objektiivsed”, st arvuti roll kogu klassifitseerimise juures on erakorraliselt suur. Vastavalt uurija eesmärkidest, analüüsitakse algandmete peakomponente kas faktoranalüüsi, peakomponentide või ortogonaalse funktsiooni analüüsi meetodil. Klassidesse jagamine käib aga näiteks peakomponendi kaalu vms alusel (Yarnal, 1993).

Lisaks eelpoolmainituile on veel mõned harvaesinevad klassifitseerimisevõtted ning hulgaliselt hübriide ehk erinevate meetodite kombinatsioone. Praktika on näidanud, et päris ideaalset meetodit sünoptilises klimatoloogias veel välja töötatud ei ole. Kõigil klassifitseerimise viisidel on omad nõrkused (Yarnal, 1993). Näiteks “mustrikaartidega” korreleerimise puhul (eriti Kirchhoferi ruutude summale põhineva meetodiga, mis on väga tugevaid tagasilööke saanud) jääb suure hulga päevade tsirkulatsiooniolud klassifitseerimatuteks. Antud meetodi täpsuse juures on peamiseks määrajaks korrelatsioonikoefitsient standardiks oleva “mustrikaardi” ning võrreldava sünoptilise kaardi andmewõrgustiku vahel. Peamine on paika panna piirväärtus, millele peab kahe võrdlusaluse kaardi korrelatsioon minimaalselt vastama, et kuuluda “mustrikaardiga” iseloomustatavasse klassi. Mida lähemale on korrelatsioonikordaja väärtusele 1, seda

täpsem on klassifikatsioon, kuid seda enam päevi jääb klassidest välja. Mida madalamal on piir, seda rohkem kaarte jaguneb küll klassidesse, kuid seda enam suureneb oht, et ühte rühma võetakse sisuliselt erinevad tsirkulatsiooniolud (Perry, 1983; Yarnal, White, 1987; El-Kadi, Smithson, 1992; Frakes, Yarnal, 1997). Konkreetselt “mustrikaartidega” korreleerimise meetodi nõrkuste kompenseerimiseks on seda kombineeritud “käsitööndusliku” klassifitseerimise põhimõtetega. Saadud hübriid omab mõlema meetodi parimaid omadusi, see on “objektiivsem” kui “käsitöönduslikud” klassifikatsioonid muidu. Samas omab uurija rohkem ülevaadet ja kontrolli klassidesse jaotamise üle, kui automaatne klassifitseerimine seda tavaliselt lubab, ning annab kokkuvõttes oluliselt usaldusväärsemaid lõpptulemusi (Frakes, Yarnal, 1997).

## 6. Võimalikud arengud

Kui räägitakse sünoptilise klimatoloogia edasistest perspektiividest, siis peetakse silmas kahte momenti: suhteid geograafide ja sünoptikute vahel ning meetodika arenguid (Harman, Winkler, 1991; Yarnal, 1993; Yarnal *et al*, 2001). Nagu eelnevast järeldada võib, pole tänapäevasel sünoptilisel klimatoloogial enam kuigi palju ühist nende eesmärkidega, milleks ta algelt loodi – pikaajaliste ilmaprognooside koostamine.

Kui Barry ja Perry (1973) raamatu pearõhk oli asetatud ilmanäitajate pikaajalistele prognoosidele, siis Yarnal (1993) vaevu puudutab sünoptika küsimusi. Selline drastiline muutus on loogiline, kui pidada silmas sünoptika meetodite arengut viimase neljakümne aasta jooksul – selles vallas on numbrilised meetodid ning modelleerimine saanud ainuvaldavaks. Atmosfääriprotsesside klassifikatsioonid on ilma ennustamise mõttes tahaplaanile tõrjutud, kui mitte öelda “maha kantud”. Reaalset pikaajalist prognoosi on autor kohanud vaid Vangengeim-Girsi klassifikatsiooni puhul – juba mainitud Põhja-Jäätee jääolude prognoosimine (Girs, 1971, 1974; Girs, Kondratovitš, 1978) ning katse päikeseaktiivsuse muutuste kaudu ennustada järgneva kümnendi tsirkulatsiooniolude tausta (Bolotinskaja, 1965; Bolotinskaja, Beljazo, 1969). Seoses Venemaa põhja-alade majanduse taandarenguga on Põhja-Jäämere navigatsiooniolude prognoosid kaotanud oma klientuuri ning seeläbi väljasuremise äärele langenud (Dmitriev, 2002). Ka päikeseaktiivsuse muutustel põhinevad ülipikad tsirkulatsioonitausta ennustused pole praktikale vastu pidanud. Töodes (Bolotinskaja, 1965; Bolotinskaja, Beljazo, 1969) välja toodud seosed päikeseaktiivsuse ja tsirkulatsioonitüüpide esinemissageduste vahel on sünoptilises mõttes lootustandvad: nii nimetatud tagantjärgi prognooside kokkulangevus tegelike oludega analüüsitava perioodil 1901–1962 oli keskmiselt 68%. Kahjuks ebaõnnestus täielikult Bolotinskaja ja Beljazo (1969) esitatud prognoos ettepoole, perioodile 1965–2000. M. Bolotinskaja tunnistas 1986. aastal ilmunud artiklis, et esitatud ennustus küll ei täitunud, kuid tõi objektiivseks nurjumise põhjuseks prognoosi aluseks olnud päikeseaktiivsuse ennustuse täieliku ekslikkuse.

Viimase kahekümne aasta sünoptilise klimatoloogia töid lugedes jääb tunne, et kui vaikiva kokkuleppena on jäädud ootama, millal matemaatiline statistika või näiteks mittelineaarne matemaatika leiab meetodi piisavalt usaldusväärsete prognooside koostamiseks (või heliofüüsikud on lahendanud päikeseaktiivsuse tsüklilisuse saladused). Seni aga tegeldakse kõikvõimalike seoste leidmisega klassifikatsioonide ja erinevate loodus- või ka ühiskonnaprotsesside vahele.

Seega võib eeldada, et geograafide haare sünoptilises klimatoloogias tugevneb veelgi. Kindlasti on selline areng geograafia kui teadusele ainult kasuks. Väga paljud

loodusprotsessid on suures sõltuvuses kliima-, sealhulgas tsirkulatsiooniprotsessidest ning sünoptilise klimatoloogia uurimismeetodid on erinevate seoste leidmiseks ning hindamiseks küllaltki mugavad. Kuid teisalt, kas tasub “sünoptilise klimatoloogi” nime kasutada, kui sellel tegevusel pole enam sünoptikaga mingeid seoseid?

Metoodika osas oodatakse eelkõige uute klassifitseerimismeetodite laialdasemat kasutamist – näiteks juba mainitud omavektori meetodid, nn “iseorganiseeruvad kaardid” (*self-organizing maps* ehk *SOM*) (Hewitson, Crane, 2002) või kolmemõõtmeline sünoptiline klassifitseerimine (Yarnal *et al*, 2001).

Võib eeldada, et ka teised teadused, mille uurimisobjektid on sõltuvuses ilmastikumuutustest (näiteks botaanika, zooloogia jne) rakendavad oma töö juures sünoptilise klimatoloogia põhimõtteid ning pakuvad ka käsitletavale teadusele omapoolseid lahendusi. Näiteks on viimastel aastatel välja arenenud dendroloogia ja sünoptilise klimatoloogia hübriid – sünoptiline dendroklimatoloogia.

Väga tähtsad on tsirkulatsioonitüüpide ning keskkonnatingimuste vaheliste seoste tugevuse hindamise uute meetodite rakendamine (Monte Carlo test jt) (Yarnal *et al*, 2001). Yarnali raamatus (1993) esitatud lootus geoinfosüsteemi (GIS) põhimõtete rakendumisele sünoptilises klimatoloogias pole esialgu oluliselt täitunud (Yarnal *et al*, 2001). Tõsi, viimase kümnendiga on tehtud tohutu töö meteoroloogiliste elektronandmebaaside üles ehitamise ning omavahel ühitamise ja ka läbi interneti kätte saadavaks tegemiseks. Isegi lihtsaimate ning üldkättesaadavate programmidega (näiteks MS Excel, rääkimata StatSoft Statistica või SAS) on võimalik teostada selliseid andmete statistilisi analüüse, mis veerand sajandit tagasi polnud füüsiliselt võimalikud või võtsid tohutult aega. Ka jooniste, graafikute ning teiste uurimistööd visuaalselt illustreerivate osiste koostamine on arvuteid kasutades muutunud ülilihtsateks (Maracchi *et al*, 2001, Yarnal *et al*, 2001). Paraku jääb aga GISi kolmas külg – analüüs – esialgu veel klimatoloogiliste rakenduskatsete juures nõrgaks (Yarnal *et al*, 2001). Kuigi kõik eeldused ja vahendid on juba olemas (Maracchi *et al*, 2001), vajab põhjalik analüüs ilmselt aega. Esialgu on tööpõld lai ka keskkonnanäitajate ja atmosfääriprotsesside vaheliste seoste leidmisel.

## 7. Sünoptiline klimatoloogia Eestis

Eestis on möödunud sajandi jooksul atmosfääri tsirkulatsiooni ja kohaliku ilmastiku vahelised seosed mitmelgi juhul sisukat käsitlemist leidnud (Jaagus *et al*, 2001). Näiteks võrdles Ille Palm oma 1973. aastal kaitstud kandidaadiväitekirjas inimese biokliimaatiliste karakteristikute (näiteks soojatunde) sõltuvust atmosfääri tsirkulatsioonist. Tsirkulatsiooni kirjeldajaks oli antud töös Eesti ilmastikku valitsevate õhumasside päritolu ja omadused. Ago Jaani artiklis (1973) seostati Peipsi jääolusid Vangengeim-Girsi klassifikatsiooni tsirkulatsiooniklasside vaheldumisega.

Siiski võib Eestis sünoptilisest klimatoloogiast tõsisemalt rääkima hakata alates 1990ndate viimastest aastatest. Suurt osa 1999. aastal ilmunud Tartu Ülikooli geograafiliste tööde kogumikus avaldatud artiklitest (Keevallik, Loitjäär, 1999; Post, Tuulik, 1999a; Russak, 1999; Sepp, 1999; Tomingas, Jaagus, 1999; Tuulik, Post, 1999) võib oma sisu ja kasutatud metoodika alusel sünoptilise klimatoloogia alla lahterdada. Samal aastal avaldati ka kaks vastavasisulist artiklit rahvusvahelistes teadusajakirjades (Keevallik *et al*, 1999; Post, Tuulik, 1999b).



Enamus mainitud töödest (Keevallik *et al*, 1999; Keevallik, Loitjärv, 1999; Post, Tuulik, 1999a; Post, Tuulik, 1999b; Russak, 1999; Sepp, 1999; Tuulik, Post, 1999) kasutasid Eesti ilmastikuandmete võrdlemisel tsirkulatsioonioludega Hess-Brezowsky klassifikatsiooni.

V. Russak (1999) uuris Eesti ilmastikku iseloomustavate meteolementide (pilvisus, õhutemperatuur) muutusi märtsis (perioodil 1955–1996) ning võrrelnud neid Hess-Brezowsky klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpide esinemissageduse ja Põhja-Atlandi ostsillatsiooni indeksi (NAO indeks) muutustega samal perioodil. Artiklis jõuti järeldusele, et varakevadise soojenemise tõenäolisem põhjus on tsonaalse tsirkulatsiooni esinemissageduse kasv samal perioodil.

S. Keevallik jt (1999) uurisid Pärnu ning Tartu õhutemperatuuri ja sademeterežiimi muutlikkuse sõltuvust saksa klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpide vaheldumisest. Tööst selgub, et ilm Eestis on küllaltki tugevalt seotud tsirkulatsioonigruppide korduvusega. Tsonaalne tsirkulatsioonigrupp teeb Eesti talved keskmisest soojemateks ning suved jahedamateks; poolmeridionaalse tsirkulatsioonigrupi esinemine seostub samuti keskmisest soojemate talvede ning keskmisele lähedaste õhutemperatuuridega suvel. Meridionaalne tsirkulatsioonigrupp seostub külmade talvede ning muutlike ilmadega suvedega. Sarnastele järeldustele on jõutud ka töödes (Post, Tuulik, 1999b; Sepp, 1999).

P. Post ja J. Tuulik on võrrelnud Hess-Brezowsky klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpide seoseid nii Eesti, kui ka Kesk-Euroopa (Saksamaa) ilmastikunäitajatega (põhiliselt õhutemperatuuriga) tegemaks järeldusi Eestit mõjutavate õhumasside ja -voolude kohta. Analüüsist ilmnes, et tsonaalse ja poolmeridionaalse tsirkulatsioonigrupi puhul on Eesti ja Kesk-Euroopa kohal kõrgemates õhukihtides sarnane õhuvool. Meridionaalse tsirkulatsioonigrupi korral on aga sagedased juhtumid, mil Eestis ja Saksamaal liiguvad õhumassid vastupidises suunas. Saksamaa ja Eesti õhutemperatuuride aastase käigu analüüsil selgus, et õhuvoolud mõlemal maal võivad küll sarnaneda, kuid need transpordivad erinevate omadustega õhumasse. Sama tsirkulatsioonitüübi korral Eesti ja Kesk-Euroopa ilmad sageli erinevad (Post, Tuulik, 1999a; Tuulik, Post, 1999).

Seega praktiliselt kõikides töödes (Keevallik *et al*, 1999; Post, Tuulik, 1999a; Post, Tuulik, 1999b; Sepp, 1999; Tuulik, Post, 1999) on leitud, et seosed Hess-Brezowsky klassifikatsiooni tsirkulatsioonigruppide ja Eesti ilmastiku vahel ei ole rahuldavad. Segavaks faktoriks kujuneb klassifikatsiooni Kesk-Euroopa kesksus ning küllaltki suur distants Eesti ja Saksamaa vahel. “Mahub” ju kahe maa vahele tsüklon nii, et meid mõjutab pöörise üks ning Kesk-Euroopat selle teine serv. See aga tähendab hoopis erinevaid tsirkulatsiooni-, aga eriti ilmaolusid.

Olukorda on S. Keevalliku ja K. Loitjärve (1999) poolt püütud lahendada tsirkulatsioonitüüpide ümberklassifitseerimise teel. Kasutades tsirkulatsioonitüüpide (tsirkulatsioonimustrite) vastavaid maapinnakaarte (rõhuväljade kaardid maapinna tasemel, avaldatud Gerstengarbe *et al*, 1993), hinnati esmalt, kas Eesti asub tsükloni või antitsükloni mõju valdkonnas. Selgus, et mitmed tsirkulatsioonitüübid, mis Kesk-Euroopa jaoks on üldises plaanis antitsüklonaaalsed, on Eesti jaoks tsüklonaaalsed ja vastupidi.

Teise etapina määrati rõhuvälja järgi valdavad tuulte suunad ning nende järgi jaotati tsirkulatsioonitüübid kümnesse ilmatüüpi. Sarnaselt originaalklassifikatsioonile moodustati ilmatüüpidest kolm tsirkulatsioonigruppi: tsonaalne, poolmeridionaalne ja meridionaalne.



Originaali ja uue klassifikatsiooni testimine käis keskväärtuste tasandil (kasutati ööpäeva temperatuurihälbeid ja sademete summasid). Leiti, et uue klassifikatsiooni puhul eristuvad tunduvalt paremini eri ilmatüüpidel vastavad ööpäevase temperatuurihälbe ja ööpäevase sademete summade keskväärtused. Kokkuvõtteks nenditi, et ümbergrupeerimine annab parema võimaluse välja selgitada kontinentaalse iseloomuga ilmatüüpide grupi ning iseloomustab paremini lõunasuunalist tsirkulatsiooni. Seoseid ilmatüüpidega peeti rahuldavaks, kuid tsirkulatsioonigruppide puhul ei andnud ümbergrupeerimine positiivseid tulemusi.

O. Tomingase ja J. Jaaguse (1999) artiklis seostati Eesti ilmaandmeid El-Niño/lõunaostsillatsiooni (ENSO) nähtuse ning NAO indeksiga. Selgus, et atmosfääri tsirkulatsiooni võimsaim muutus maakeral (ENSO) Eesti ilmastikku otseselt ei mõjuta. NAO indeksiga ehk sisuliselt Assoori maksimumi ja Islandi miinimumi fluktuatsioonidega on aga seosed tugevad. Eriti tugevas sõltuvuses Atlandi ookeani kohal toimuvatest muutustest on Eestimaa talved.

M. Sepp (1999) on võrrelnud nelja klassifikatsiooni (Hess-Brezowsky, Vangengeim-Girsi, Lambi ja Dzerdzejevski) tsirkulatsiooniklasside seoseid Eesti ilmastikunäitajatega. Kokkuvõtvalt näitas teistest oluliselt tugevamaid seoseid Vangengeim-Girsi klassifikatsioon. Antud klassifikatsioon on võrreldes Hess-Brezowsky lähenemisega andnud silmapaistvalt tugevamaid seoseid ilmastikunäitajatega ka Euroopa (eriti Põhja-Euroopa) mastaapides (Sepp, Jaagus, 2001; Sepp, Jaagus 2002).

Pärast sissejuhatavaid artikleid on tsirkulatsiooniprotsesside uurimine Eestis peamiselt kolmes suunas hakanud arenema: kohandatakse automatiseeritud klassifikatsioone ja indekseid Eesti vajadustele (Tomingas, 2001; Post *et al*, 2001, Post *et al*, 2002), uuritakse tsirkulatsioonitüüpide vaheldumise seoseid Eesti ilmastiku näitajatega (Keevallik, Russak, 2001; Rajasalu, Keevallik, 2001) ning uuritakse atmosfääri tsirkulatsiooni klassifikatsioonide aegridade seoseid laiemalt Euroopa ilmastikunäitajatega (Jaagus *et al*, 2001; Sepp, Jaagus, 2001; Sepp, Jaagus, 2002).

Eesti teaduses on sünoptilise klimatoloogia alal veel väga palju teha, seda nii “traditsiooniliste” ilmastikuandmete kui ka teiste keskkonnanäitajate uurimisel (näiteks õhusaaste leviku iseloomustamisel).

## Kokkuvõte

Sünoptiline klimatoloogia on uus vana teadus. See tähendab, et tegemist on teadusharuga, mille ajalugu ulatub 19. sajandisse, kuid elab nüüd läbi muutuste uurimisvaldkondades üle uut renessansi. Algselt pikaajaliste ilmaprognoosi võimaluste väljatöötamiseks tekkinud klimatoloogia haru on oma meetodite lihtsusega laienenud kõikidesse loodusteadustesse, mille objektid võivad sõltuda ilmastikutingimustest.

Kuigi sünoptiline klimatoloogia on suuresti oma esmastest ülesannetest kaugenenud (meteoteadustest on liigutud geograafia hõlma alla), saab seda vaid positiivseks arenguks pidada. Nii on oluliselt avardatud teadmisi näiteks õhusaaste leviku, sademete või ka õhutemperatuuri sõltuvusest atmosfääri üldisest tsirkulatsioonist. Sellistel töödel pole veel niipea lõppu näha. Sest ka näiteks Eestis toimuvaid loodusprotsesse alles hakatakse seostama atmosfääri üldise tsirkulatsioonis toimuvate muutustega ning neid aspekte, mis vajavad uurimist on tohtu hulk. Samuti on palju meetodeid ning metoodikaid, mille alusel võrdlusi, seoste leidmisi ja tulemuste usaldusväärsuse kontrolli läbi viia.

Lisaks teaduslikule küljele on sünoptilisest klimatoloogiast paljudes maailma ülikoolides saanud üldhariv õppeaine, mis annab tudengitele teadmisi atmosfääri tsirkulatsiooniprotsesside dünaamikast ning ilmastiku ja teiste loodusprotsesside omavahelistest seostest.

Samas, kuigi sünoptiline klimatoloogia elab üle oma taasõitsengut, võib tegelikult juba praegu tunnetada teatavat paigaltammumist. Enamik sünoptilise klimatoloogia nimetaja alla kuuluvates töodes rahuldutakse vaid statistiliste seoste leidmise ning nende tugevuse hindamisega. Seoste põhjuslik või niiöelda füüsikaline interpretatsioon jääb sageli nõrgaks.

Ka on mittelineaarse matemaatika ehk kaose teooriate kasutamine sünoptilise klimatoloogia juures alles lapsekingades. Ometi sai kaose uurimine algtooke just ilmateadustest. Võimalik, et nende uudsete matemaatika suundade rakendamisega muutuvad reaalsemaks pikaajaliste ilmastikuprognoside esitamine, nagu seda käsitleva teadusharu algne eesmärk kunagi oli.

Lõpetuseks tuleb öelda, et kuigi ilmatüüpide klassifitseerimine tundub olevat aegunud ja vanamoodne lähenemine, võrdluses atmosfääriprotsesside numbrilise modelleerimisega, on ajalugu näidanud sünoptilise klimatoloogia põhimõtete elujõulisust. Suhteliselt lihtsa moodusena atmosfääri ja sellest sõltuvate protsesside tundmaõppimiseks jätkub sünoptilisel klimatoloogial tööd ning arengut veel kauaks.

## **Tänuavaldused**

Käesolev töö on saanud toetust Eesti Teadusfondi grandist nr. 4347.

## **Kirjandus**

- Bárdossy, A., Caspary, H.J., 1990. Detection of climate change in Europe by analysing European atmospheric circulation patterns from 1881 to 1989. *Theor. Appl. Climatol.*, 42, 155-167.
- Barry, R.G., Perry, A.H., 1973. *Synoptic climatology: methods and applications*. Methuen & Co.
- Baur, F., 1963. *Large-scale meteorology and long-range forecasting of weather character*. Akademische Verlagsgesellschaft, Frankfurt am Main.
- Baur, F., Hess, P., Nagel, H., 1944. *Kalender der Grosswetterlagen Europas 1881-1939*. Deutscher Wetterdienst, Bad Homburg.
- Bergeron, T., 1930. Richtlinien einer dynamischen Klimatologie. *Met. Zeit.*, 47, 246-262.
- Bjerknes, V., Bjerknes, J., Solberg, H., Bergeron, T., 1933. *Physikalische hydrodynamik mit anwendung auf die dünamische meteorologie*. Springer, Berlin.
- Bolotinskaja, M.Š., 1965. K voprosu o svjazi izmenenija povtorjajemosti form atmosfernoj cirkuljacii s solnečnoj aktivnostju. *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 20, 40-48.
- Bolotinskaja, M.Š., Beljazo, V.A., 1969. Vlijanije solnečnoj aktivnosti na formirovanije cirkuljacionnyh epoh i ih stadij. *Trudy AANII*, 289, 132-151.
- Bolotinskaja, M.Š., 1986. K voprosu predstojaščego izmenenija cirkuljacii atmosfery. *Trudy AANII*, 393, 16-21.
- Brádka, J., Dřevíkovský, A., Gregor, Z., Kolesár, J., 1961. Počasí na území Čeca a Moravy v typických povětrnostních situacích. *ČHM*, Praha.
- Buishand, T.A., Brandsma, T., 1997. Comparison of circulation classification schemes for predicting temperature and precipitation in the Netherlands. *Int. J. Climatol.*, 17, 875-889.
- Bryson, R. A., 1966. Airmasses, streamlines, and the boreal forest. *Geographical Bulletin*, 8, 228-269.
- Bryson, R.A., 1997. The paradigm of climatology: an essay. *Bull. Am. Met. Soc.*, 78, 449-455.

- Christensen, W., Bryson, R.A., 1966. An investigation of the potential of component analysis for weather classification. *Mon. Wea. Rev.*, 94, 697-709.
- Dmitriev, A.A., 2002. Arktika ja Antarktika Teadusliku Uurimise Instituudi (Peterburi) Pikaajaliste Prognooside osakond. Vanemteadur. Isiklik kontakt.
- Dzerzejevski, B., 1975. Obščaja tsirkuljacija atmosfery i klimata. Nauka, Moskva.
- El-Kadi, A.K.A., Smithson P.A., 1992. Atmospheric classifications and synoptic climatology. *Progress in Physical Geography*, 16, 432-455.
- Frakes, B., Yarnal, B., 1997. Procedure for blending manual and correlation-based synoptic classifications. *Int. J. Climatol.*, 17, 1381-1396.
- Gerstengarbe, F.W., Werner, P.C., Busold, W., Rüge, U., Wegener, K.-O., 1993. Katalog der Grosswetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky 1881–1992. Bericht des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 113, 4th edn. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- Girs, A.A., 1971. Mnogoletnije kolebanija atmosfernoj cirkuljicii i dolgosročnyje gidrometeorologičeskiye prognozy. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Girs, A.A., 1974. Makrocirkuljacionnyj metod dolgosročnyh meteorologičeskih prognozov. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Girs, A.A., Kondratovič, L.I., 1978. Metody dolgosročnyh prognozov pogody. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Hare, F.K., 1955. Dynamic and synoptic climatology. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.*, 45, 152-162.
- Harman, J.R., Winkler J.A., 1991. Synoptic climatology: themes, applications, and prospects. *Physical Geography*, 12, 220-230.
- Hess, P., Brezowsky, H., 1969. Katalog der Grosswetterlagen Europas. Bericht des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 113, Bd. 15, 2nd edn. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- Hewitson, B.C., Crane, R.G., 2002. Self-organizing maps: applications to synoptic climatology. *Clim. Res.*, 22, 13-26.
- Heyer, E., 1988. Witterung und Klima. Eine allgemeine Klimatologie. BSB B.G. Teubner Verlagsgesellschaft.
- Jaagus, J., Sepp, M., Tomingas, O., 2001. Atmosfääri suuremõõtmeline tsirkulatsioon kliima kujundajana Eestis ja kogu Euroopas. *Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat*, 33, 35-65.
- Jaani, A., 1973. Veerohkus muutub tsükliliselt. *Eesti Loodus*, 12, 758-764.
- Jacobs, W.C., 1947. Wartime developments in applied climatology. *Meteorological Monographs* Vol. 1. American Meteorological Society.
- Jenkinson, A.F., Collison, F.P., 1977. An initial climatology of gales over the North Sea. Synoptic Climatology Branch Memorandum No. 62. Meteorological Office, Bracknell.
- Keevallik, S., Loitjäär, K., 1999. Euroopa ilmapuustrid ja sünoptiline situatsioon Eestis. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 123-132.
- Keevallik, S., Post, P., Tuulik, J., 1999. European Circulation Patterns and Meteorological Situation in Estonia. *Theor. Appl. Climatol.*, 63, 107-116.
- Keevallik, S., Russak, V., 2001. Changes in the amount of low clouds in Estonia. *Int. J. Climatol.*, 21, 389-397.
- Kirchhofer, W., 1973. Classification of European 500 mb patterns. *Arbeitsbericht der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt* Nr. 43, Geneva.
- Klein, W.H., 1983. Objective specification of monthly mean surface temperatures in the United States during the winter season. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 674-691.
- Kutzbach, J., 1967. Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature, and precipitation complexes over North America. *J. Appl. Meteorol.*, 6, 791-802.
- Lamb H.H., 1972. British Isles Weather Types and a Register of the Daily Sequence of Circulation patterns 1861-1971. *Geophys. Mem. No. 116*. H.M.S.O. Meteorological Office, London.
- Lund, I.A., 1963. Map-pattern classification by statistical methods. *J. Appl. Meteorol.*, 2, 56-65.



- Maracchi, G., Battista, P., Rapi, B., 2001. GIS methodologies applied to climatology. Report RA VI – Working Group on Climate – Related Matters, Budapest 2-6 April 2001. [www.wmo.ch/web/wcp/wcasp/cc/cc/rap\\_full\\_rpts/maracchi\\_GIS\\_wg\\_1.pdf](http://www.wmo.ch/web/wcp/wcasp/cc/cc/rap_full_rpts/maracchi_GIS_wg_1.pdf).
- Muller, R.A., 1977. A synoptic climatology for environmental baseline analysis: New Orleans. *J. Appl. Meteorol.*, 16, 20-33.
- Niedźwiedź, T., 1983. The method of a synoptic-complex characterization of the climate presented upon the example of the Upper Vistula basin. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace geograficzne*, 57, 17-39.
- Niedźwiedź, T., 1992. Kalendarz sytuacji synoptycznych dla dorzecza górnej Wisły (1986-1990). *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace geograficzne*, 90, 71-78.
- Oliver, J.E., Barry, R.G., Brinkmann, W.A.R., Rayner, J.N., 1989. *Climatology*, G.L. Gaile and C.J. Willmott (eds.), Geography In America. Columbus: Merrill, 47-69.
- Palm, I., 1973. Inimese biokliima mõnede meteoroloogiliste karakteristikute režiim Eestis. Kandidaadiväitekirj. Käsikiri TÜ Geograafia Instituudi raamatukogus.
- Péczei, G., 1957. Grosswetterlagen in Ungarn. OMSZ Budapest No. 30.
- Perry, A., 1983. Growth points in synoptic climatology. *Progress in Physical Geography*, 7, 90-96.
- Post, P., Tuulik, J., 1999a. Temperatuuri- ja sademetejaotustest erinevate tsirkulatsioonitüüpide korral Eesti ja Saksamaa jaamades. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 134-143.
- Post, P., Tuulik, J., 1999b. About the relationships between Estonian weather elements and European circulation patterns. *Phys. Chem. Earth (B)*, 24, 97-102.
- Post, P., Tuulik, J., Truija, V., 2001. Circulation weather types and their influence on the meteorological regime in Estonia. Third study conference on BALTEX: Conference proceedings. BALTEX Secretariat, Publ. No 20, 181-182.
- Post, P., Truija, V., Tuulik, J. 2002. Circulation weather types and their influence on temperature and precipitation in Estonia. *Boreal Env. Res.*, 7, 281-289.
- Rajasalu, R., Keevallik, S., 2001. Tuulerežiim Eesti kohal 500 hPa isobaarpinna kõrgusel. *Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat*, 33, 66-76.
- Rogers, J.C., Winkler, J.A., Legates, D.R., Mearns, L.O., 2000. *Geography in America Toward the 21st Century: Climatology*. [www.geog.ukans.edu/aag/csg/climate21.htm](http://www.geog.ukans.edu/aag/csg/climate21.htm).
- Russak, V., 1999. Muutustest kliimaelementide aegridades varakevadises Eestis. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 52-60.
- Schüepp, M., Fliri, F., 1967. Witterungsklimatologie. *Veröff. Schweiz. Met. Zentr. Anst.*, 4, 215-229.
- Sepp, M., 1999. Atmosfääri tsirkulatsioonitüüpide korduvuse seosed Eesti ilmastiku kõikumistega. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 108-122.
- Sepp, M., Jaagus, J., 2001. Relationship between frequency of circulation patterns (according to classifications by Wengenheim-Girs and Hess-Brezowsky) and weather fluctuations in Europe. Third study conference on BALTEX: Conference proceedings. BALTEX Secretariat, Publ. No 20, 203-204.
- Sepp, M., Jaagus, J., 2002. Frequency of circulation patterns and air temperature variations in Europe. *Boreal Env. Res.* 7, 273-279.
- Smithson, P.A. Dynamic and synoptic climatology. *Progress in Physical Geography* 12, 119-129.
- Stidd, C., 1967. The use of eigenvectors for climatic estimates. *J. Appl. Meteorol.*, 6, 973-987.
- Tomingas, O., Jaagus, J., 1999. Atmosfääri tsirkulatsiooni suuremõõtmelised kõikumised ja nende mõju avaldumine Eesti ilmastikus. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 96-107.
- Tomingas, O., 2001. Atmospheric Circulation Indices for Estonia and their Correlation with Climatic Fluctuations. Third study conference on BALTEX: Conference proceedings. BALTEX Secretariat, Publ. No 20, 227-228.
- Tuulik, J., Post, P., 1999 Euroopa ilmapüstitage seotud õhumasside omaduste uurimine Eestis ja Kesk-Euroopas. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 144-155.
- Vangengeim, G. J., 1952. Osnovy makrocirkulatsionnogo metoda dolgosrochnyh meteorologičeskikh prognozov dlja Arktiki. *Trudy AANII* 34, 11-66.



- Yarnal, B., White, D.A., 1987. Subjectivity in a computer-assisted synoptic climatology I: classification results. *Int. J. Climatol.*, 7, 119-127.
- Yarnal, B., White, D.A., Leathers, D.J., 1988. Subjectivity in a computer-assisted synoptic climatology II: Relationships to surface climate. *Int. J. Climatol.*, 8, 227-239.
- Yarnal, B., 1993. *Synoptic climatology in environmental analysis. A primer.* Belhaven Press, London.
- Yarnal, B., Comrie, A.C., Frakes, B., Brown, D.P., 2001. Developments and prospects in synoptic climatology. *Reviev. Int. J. Climatol.*, 21, 1923-1950.

## **Synoptic Climatology: Overview of its History, Development and Methods**

Mait Sepp

*Institute of Geography, University of Tartu*

### **Summary**

The paper gives an overview of the main principles and drifts of synoptic climatology. The synoptic climatology is a so-called “old new science.” Its roots reach back to the 19th century, when W. Köppen and W. J. van Bebber made the first attempts to classify atmospheric circulation processes. The principles of synoptic climatology are still in use, and since the 1990s, even a certain renaissance can be detected. The term “synoptic climatology” was first proposed in 1942 during the wartime studies in historical synoptic weather data by groups of scientists connected with American and British Air Forces. However, the main principles of synoptic climatology were developed almost a decade before WWII. The works of two researchers, F. Baur (Germany) and G. Vangengeim (Soviet Union), are quotable from this period.

After the war the main principle of synoptic climatology – the classification of atmospheric circulation – became a very popular tool in the studies of climate forecasting and dynamics. “A boom of classifications” continued until the late 1960s (in the Soviet states until the late 1980s), when the so-called IT revolution began. The using of computers became obligatory, and the methods of synoptic climatology were much criticised, since the first classifications were usually “handmade” (one scientist or a group of scientists classified concrete synoptical situations using only personal cognition). Such classifications have problems with homogeneity and subjectivity. A number of so-called “objective” or automated classification methods and classifications have been developed since 1970. However, B. Yarnal has proved that the using of computers does not turn a classification much more objective the “handmade” classification has been. In both cases, the human factor is crucial. Besides, handmade classifications with their subjective generalisation often describe the connections between the circulation processes and weather condition better than the automated versions.

Computerised modelling of circulation processes became more popular than classification. The classification of circulation processes or weather conditions lost its position as a forecasting tool. But starting from the late 1980s, the methods of synoptic climatology have again been widely used by geographers. They discovered that using the classifications of atmospheric circulation is a relatively simple way of studying relations between environmental parameters and atmospheric processes. In Estonia, research in synoptic climatology started in the mid-1990s.

## Trendid meteoroloogilistes parameetrites ja nende seosed õhuvooluga vabas atmosfääris.

Sirje Keevallik

Tallinna Tehnikaülikooli Meresüsteemide Instituut

### 1. Sissejuhatus

Nagu üldiselt teada, ei toimu globaalne soojenemine (kui ta üldse toimub) ajas ja ruumis ühtlaselt. Eestis on täheldatud märgatavat keskmise temperatuuri tõusu hilistalvel ja kevadel. Tooming (1996) on välja selgitanud, et aastatel 1953–1994 on Tartu-Tõravere meteoroloogiajaamas kuu keskmine temperatuur tõusnud märtsis 4,0°C ja aprillis 2,6°C võrra. Mõlema trendi puhul on olulisuse nivoo vähemalt 0,01. Märkimist väärib asjaolu, et ülejäänud kuude trendide puhul, mis artiklis ära toodud, ei ole ühtki, mille olulisus küüiniks nivooni 0,05. Samas töös on uuritud ka lumikattega päevade arvu muutumist igas kuus. Siin on kaks trendi, mille olulisuse nivoo on parem kui 0,05: jaanuaris on lumikattega päevade arv vähenenud 8,7 võrra ja aprillis 6,5 võrra. Asjaolule, et Eestis on temperatuur tõusnud kõige enam kevadel, on viidanud ka Jaagus (1999).

Drastilised muutused on leidnud aset märtsikuu madalpilvisuses (Keevallik, Russak, 1998; Russak, 1999; Keevallik, Russak, 2001). Eesti 16 meteoroloogiajaama andmete põhjal võib täheldada, et aastate 1955–1995 jooksul on madalate pilvede hulk kasvanud: kõige rohkem Kihnus ja Viljandis (keskeltläbi 3,2 palli võrra) ja kõige vähem Tartus (1,2 palli võrra). Enamik trende on olulised vähemalt 0,05 nivool, vaid Jõhvis, Kundas ja Tartus on trendi olulisuse piiriks 0,1. Madalpilvisuses on toimunud muutusi ka teistel kuudel, ent need puudutavad vähemat hulka meteoroloogiajaamu ega ole nii suured. Märtsikuus toimunud pilvisuse muutuste eripäraks on veel see, et korrelatsioon eri jaamade andmete vahel on erakordselt tugev ja korrelatsioonikordaja kahaneb jaamadevahelise kaugusega väga aeglaselt. See kõik viitab asjaolule, et märtsikuus mõjutavad madalpilvisuse hulka mingid suuremõõtmelised protsessid. Lähem uurimine näitas, et muutused madalpilvisuses on statistiliselt seotud muutustega atmosfääri tsirkulatsioonis, täpsemi öeldes, muutustega eri tsirkulatsioonitüüpide (*Zirkulationsformen*) esinemissageduses. Tsirkulatsiooni klassifikatsiooniks kasutati nn ilnamustrite (*Grosswetterlagen*) kontseptsiooni (Gerstengarbe *et al*, 1993). Lisada tuleb, et samamoodi analüüsiti madalpilvisuse muutusi ka teistel kuudel, ent tulemused olid negatiivsed: kas polnud võimalik täheldada muutusi atmosfääri tsirkulatsioonis või olid statistilised seosed pilvisuse ja tsirkulatsiooni vahel liiga nõrgad.

Kirjeldatud nähtused, aga ka uue tsirkulatsiooni indikaatori otsingud õhutasid autorit ja TÜ magistranti Rene Rajasalu uurima tuuli vabas atmosfääris Eesti kohal. Selleks arvutati Harku aeroloogiajaama andmete põhjal tuulevektori komponendid ( $u$  – tsonaalne, positiivne suund itta, ja  $v$  – meridionaalne, positiivne suund põhja) 500 hPa isobaarpinnal (Keevallik, Rajasalu 2001). Selgus, et ainuke tõeliselt oluline (peaaegu 0,01 nivool) trend ajavahemikul 1955–1995 oli märtsikuu meridionaalsel komponendil, mille kasv oli 0,16 m/s aasta kohta. Olulisuse nivool 0,1 olid positiivsed trendid veel tsonaalsel komponendil jaanuaris ja augustis.

Käesolev töö on jätkuks autori eelmisele uurimusele (Keevallik, 2001), kus võrreldi omavahel mitme meteoroloogilise parameetri trende märtsikuus Tiirikoja meteoroloogiajaama (58,87°N, 26,95°E) ja Tallinna aeroloogiajaama (59,4°N, 24,6°E) mõõtmiste alusel. Siin on laiendatud uuringut ka teistele kuudele.

## 2. Andmed

Tiirikoja meteoroloogiajaama andmete põhjal on arvutatud ööpäeva keskmine temperatuur, sademete ööpäevasumma, kuu keskmine madalpilvede hulk ja lumikattega päevade arv kuus. Viimane aegrida algab teistest mõnevõrra hiljem – 1962. aastaga.

Temperatuuri mõõdeti ajavahemikul 1955–1965 neli korda ööpäevas: kell 1, 7, 13 ja 19 kohaliku aja järgi. 1966. aastal mindi üle kaheksale mõõtmisele ööpäevas: kell 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 ja 21 Greenwichi aja järgi. Et ööpäeva keskmiste temperatuuride aegrida oleks homogeenne, on varasema perioodi puhul kasutatud vajalikke parandeid (Spravočnik..., 1965).

Parandamist vajasisid ka sademete andmed, sest enne 1967. aastat registreeriti sademeid ilma märgumisparandita, mistõttu see tuli lisada igale varasemale mõõtmisele (Spravočnik..., 1968).

Pilvede registreerimine toimus enne 1964. aastat neli korda ööpäevas, hiljem aga kaheksa. Et mõlemate mõõtmisrežiimide puhul on tähtaegade jaotus keskpäeva suhtes ühesugune, pole karta, et ööpäeva või kuu keskmised väärtused erineksid oluliselt. Kontrollimine näitas, et asi on tõesti nii.

Lumikatte ulatust ja/või kestust hinnati lumikattega päevade arvu järgi uuritavas kuus. Päev läks kirja lumikattega päevana, kui meteoroloogiajaama ümbrusest vähemalt pool oli kaetud lumega.

Tallinna aeroloogiajaamas on eri perioodidel teostatud vertikaalseid sondeerimisi 2 kuni neli korda ööpäevas, igasuguse režiimi puhul aga kell 12 ja 24 Greenwichi järgi. Esimeses lähenduses võib öelda, et päevaste ja öiste vaba atmosfääri tuule kiiruste vahel ei ole süstemaatilist erinevust. Seetõttu valiti analüüsiks südaöiste sondeerimiste tulemused. Mitmesugustel põhjustel on sondeerimisi hulgaliselt ära jäänud. Ligi 20% päevadest ei ole teostatud ühtki sondeerimist. Et saada representatiivset hinnangut kuu keskmiste tuulevektori komponentide kohta, jäeti aegridade analüüsist välja need kuud, kus vaatluspäevade arv oli väiksem kui 20. Tuulevektori komponendid arvutati tuule kiiruse  $V$  ja suuna  $\varphi$  kaudu järgmiselt:

$$u = -V \sin\varphi, \quad v = -V \cos\varphi.$$

## 3. Meteoroloogiliste ja aeroloogiliste parameetrite trendid

Ajavahemikul 1955–1995 on võimalik täheldada järgmisi statistiliselt olulisi (vähemalt 0,05 nivool) trende:

- temperatuuri tõus märtsis, aprillis ja mais;
- sademete hulga kasv jaanuaris, märtsis ja septembris;
- madalpilvisuse suurenemine märtsis;
- tuule tsonaalse komponendi tugevnemine 850 hPa isobaarpinnal veebruaris ja nõrgenemine juunis;
- tuule meridionaalse komponendi tugevnemine 850 hPa isobaarpinnal märtsis;



- tuule meridionaalse komponendi tugevnemine 500 hPa isobaarpinnal märtsis. Ajavahemikul 1962–1995 on olulised järgmised trendid:
- lumikattega päevade arvu kahanemine veebruaris ja märtsis.

Lisaks võib täheldada, et jää lagunemine Peipsil on nihkunud varasemale ajale. Kui ajavahemikul 1921–1975 algas jää lagunemine keskeltläbi 10. aprillil, siis ajavahemikul 1976–1996 toimus see keskmiselt 25. märtsil.

Nagu näha, koonduvad meteoroloogiliste parameetrite muutused hilistalvele ja kevadele. Seetõttu on järgneva analüüsi alla võetud märts ja selle naaberkuud veebruar ning aprill. Tabelis 1 on ära toodud kõik nimetatud kuudel täheldatud trendid, mille olulisuse tõenäosus on väiksem kui 0,1.

**Tabel 1.** Keskmised muutused meteoroloogilistes ja aeroloogilistes parameetrites ajavahemikul 1955–1995 (lumikatte puhul 1962–1995) ja vastava trendi olulisuse tõenäosus  $P$ .

**Table 1.** Average changes in the meteorological and aerological parameters during 1955–1995 (for snow cover 1962–1995) and the probability of the significance of the trends ( $P$ ).

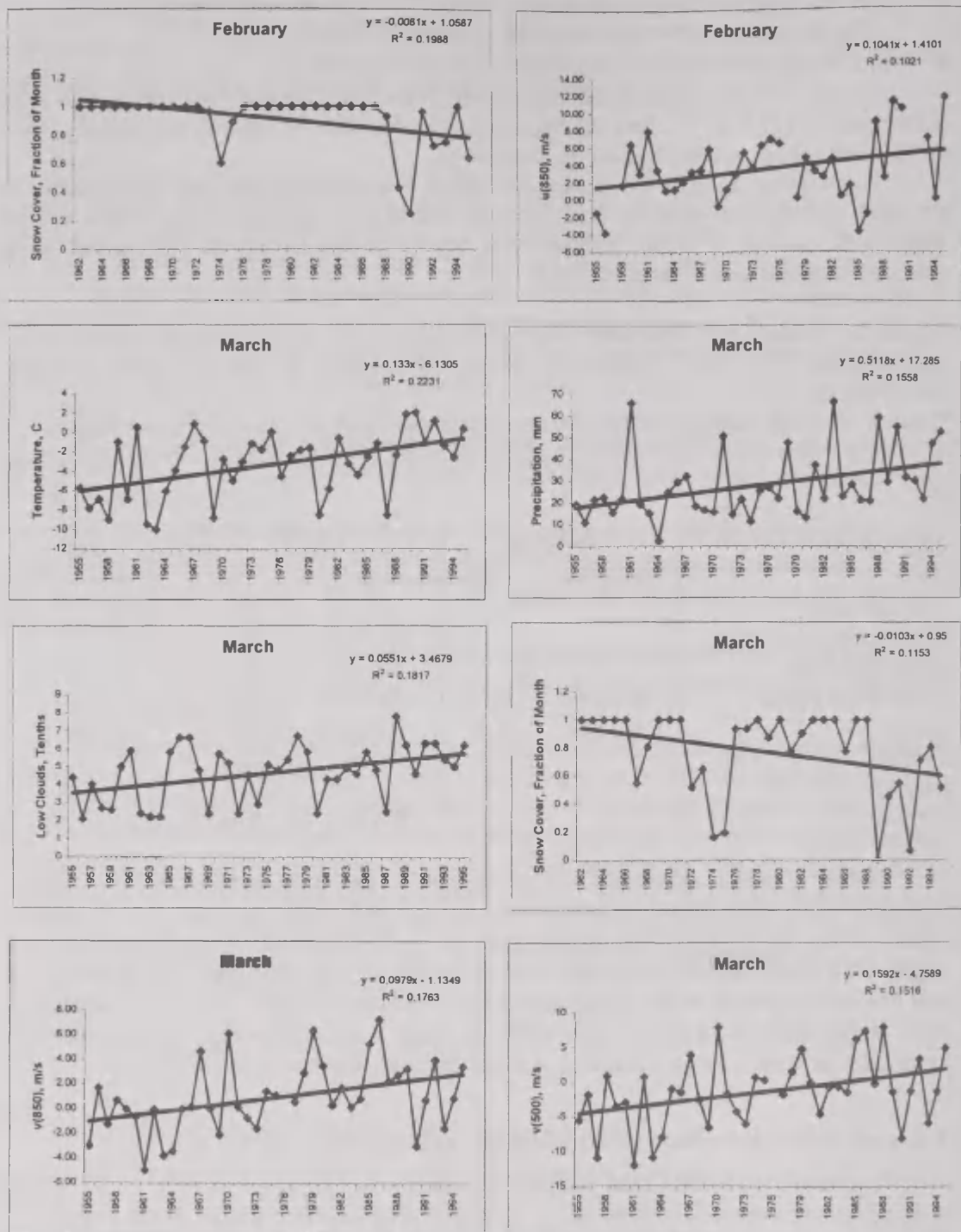
Parameeter	Veebruar		Märts		Aprill	
	Muutus	$P$	Muutus	$P$	Muutus	$P$
Temperatuur	-		5,3°K	0,00	2,9°K	0,00
Sademetekuusumma	-		20,5 mm	0,00	-	
Madalpilvisus	-		2,2 palli	0,01	-	
Lumikatte kestus	-8 päeva	0,01	-10 päeva	0,05	-	
$u(850)$	4,2 m/s	0,05	3,2 m/s	0,07	-	
$v(850)$	-		3,9 m/s	0,01	-	
$u(500)$	-		-		-	
$v(500)$	-		6,6 m/s	0,01	-	

Tabel 1 näitab, et märtsis on peaaegu kõik uuritavad parameetrid vaadeldava 41aastase perioodi jooksul oluliselt muutunud. Ilm on läinud soojemaks ja sajusemaks, madalpilvisus on kasvanud ja lumega päevade arv kahanenud. Vabas atmosfääris on tugevnenud tuule meridionaalkomponent. Keevallik ja Rajasalu (2001) on näidanud, et 500 hPa isobaarpinnal on see komponent koguni muutnud suunda: Kui 1950. aastatel oli tema suund põhjast lõunasse, siis 1990. aastatel – lõunast põhja. Parema ülevaate saamiseks on veebruari- ja märtsikuu olulised trendid kujutatud joonisel 1.

#### 4. Seosed meteoroloogiliste ja aeroloogiliste parameetrite vahel

Tabelist 1 saab kohe teha järelduse, et aprilli õhutemperatuuri kasv ei ole seotud muutustega vaba atmosfääri õhuvoolus. Nimelt ei ole täheldatud olulisi trende kõrgemate kihtide tuulevektori komponentides. Küll aga võib oletada, et veebruaris ja märtsis on meteoroloogiliste ja aeroloogiliste parameetrite muutumine omavahel seotud. Selle testimiseks arvutati vastavad korrelatsioonimaatriksid (tabelid 2 ja 3). Maatriksid sisaldavad korrelatsioonikordajaid ajavahemiku 1955–1995 jaoks, välja arvatud need korrelatsioonikordajad, mis sisaldavad lumikatet. Seal on ajavahemikuks 1962–1995.





Joon. 1. Meteoroloogiliste ja aeroloogiliste parameetrite olulised trendid veebruaris ja märtsis.

Fig. 1. Significant trends in meteorological and aerological parameters in February and March.

Tabelites 2 ja 3 on ära toodud ainult need korrelatsioonikordajad, mis on olulised vähemalt 0,05 nivool. Lähem vaatlemine näitas, et kummaski tabelis pole korrelatsioone, mille olulisuse tõenäosus jääks 0,05 ja 0,1 vahele.

Tabelites pole näidatud seoseid  $u(500)$  ja  $v(500)$  vahel, sest kõigi meridionaalsete ja tsonaalsete komponentide vahelised korrelatsioonid on väga väikesed ja ebaolulised.

**Tabel 2.** Korrelatsioonikordajad meteoroloogiliste ja aeroloogiliste parameetrite vahel veebruaris.

**Table 2.** Correlation coefficients between different meteorological and aerological elements in February.

	Temperatuur	Sademed	Pilvisus	Lumikate	$u(850)$	$v(850)$
Temperatuur	1					
Sademed	0,39	1				
Pilvisus	0,68	0,44	1			
Lumikate	-0,73	-0,59	-0,44	1		
$u(850)$	0,85	0,40	0,55	-0,67	1	
$v(850)$	-	-	-	-	-	1
$u(500)$	0,71	0,49	0,47	-0,63	0,86	-
$v(500)$	-	-	-	-	-	0,92

**Tabel 3.** Korrelatsioonikordajad meteoroloogiliste ja aeroloogiliste parameetrite vahel märtsis.

**Table 3.** Correlation coefficients between different meteorological and aerological elements in March.

	Temperatuur	Sademed	Pilvisus	Lumikate	$u(850)$	$v(850)$
Temperatuur	1					
Sademed	0,40	1				
Pilvisus	0,68	0,59	1			
Lumikate	-0,64	-	-	1		
$u(850)$	0,76	0,32	0,43	-0,42	1	
$v(850)$	-	-	0,37	-	-	1
$u(500)$	0,57	0,43	0,43	-	0,86	-
$v(500)$	-	-	0,41	-	-	0,91

Tabelid 2 ja 3 näitavad, et veebruaris on temperatuur, sademed ja madalate pilvede hulk omavahel positiivses korrelatsioonis. See on hilistalve tingimustes normaalne, sest madalpilved kaitsevad aluspinda jahtumise eest. Lumikate on temperatuuriga negatiivses korrelatsioonis: kui temperatuur on alla normaalse, siis lumi ei sula, või vastupidi – hiline lumikate hoiab temperatuuri madala. See korrelatsioon on veebruaris tugevam kui märtsis. Positiivne korrelatsioon madalpilvede hulga ja sademete vahel on seevastu tugevam märtsis ja nõrgem veebruaris.

Kõige enam huvi pakuvad siiski korrelatsioonid vaba atmosfääri tuule komponentide ja meteoroloogiliste parameetrite vahel.

Veebruaris korreleeruvad kõik uuritavad meteoroloogilised parameetrid tuule tsonaalsete komponentidega vabas atmosfääris (vt tabel 2). Järelikult tabelis 1 esitatud tugev negatiivne trend lumikattes on ilmselt põhjustatud tsonaalse õhuvoolu tugevnemisest vabas atmosfääris 850 hPa isobaarpinnal.

Märtsis seevastu on meteoolemendid samuti statistiliselt seotud tsonaalsete õhuvooludega (vt tabel 3), ent tugevad trendid on leidnud aset hoopis vaba atmosfääri tuule meridionaalsetes komponentides (vt tabel 1). Olukorda aitab selgitada joonis 2, mis kujutab trendi kallete järgi välja arvutatud keskmisi tuulevektoreid uuritava ajavahemiku alguses ja lõpus. Jooniselt on näha, et aprillis pole tuulevektorid peaaegu üldse muutunud. Veebruaris on tuule kiirus kasvanud ja õhuvoolu suund muutunud tsonaalsemaks. Ka märtsis on tuule kiirused kasvanud, ent keskmise õhuvoolu suunas on toimunud hämmastavad muutused. Kui 1950ndatel aastatel oli see loodest või lääneloodest, siis 1990ndatel aastatel oli see pöördunud lääneedelasse või edelas.

Termilise tuule kontseptsioon lubab hinnata ka vastavaid muutusi sooja ja külma õhumassi keskmises paigutuses. Veebruaris olid uuritava perioodi alguses külmad õhumassid põhjakirdes, perioodi lõpul aga kirdes. Märtsis oli külm õhk uuritava perioodi alguses kirdes, perioodi lõpul aga põhjas. Aprillis on endiselt külm õhk põhjas ja soe lõunas.

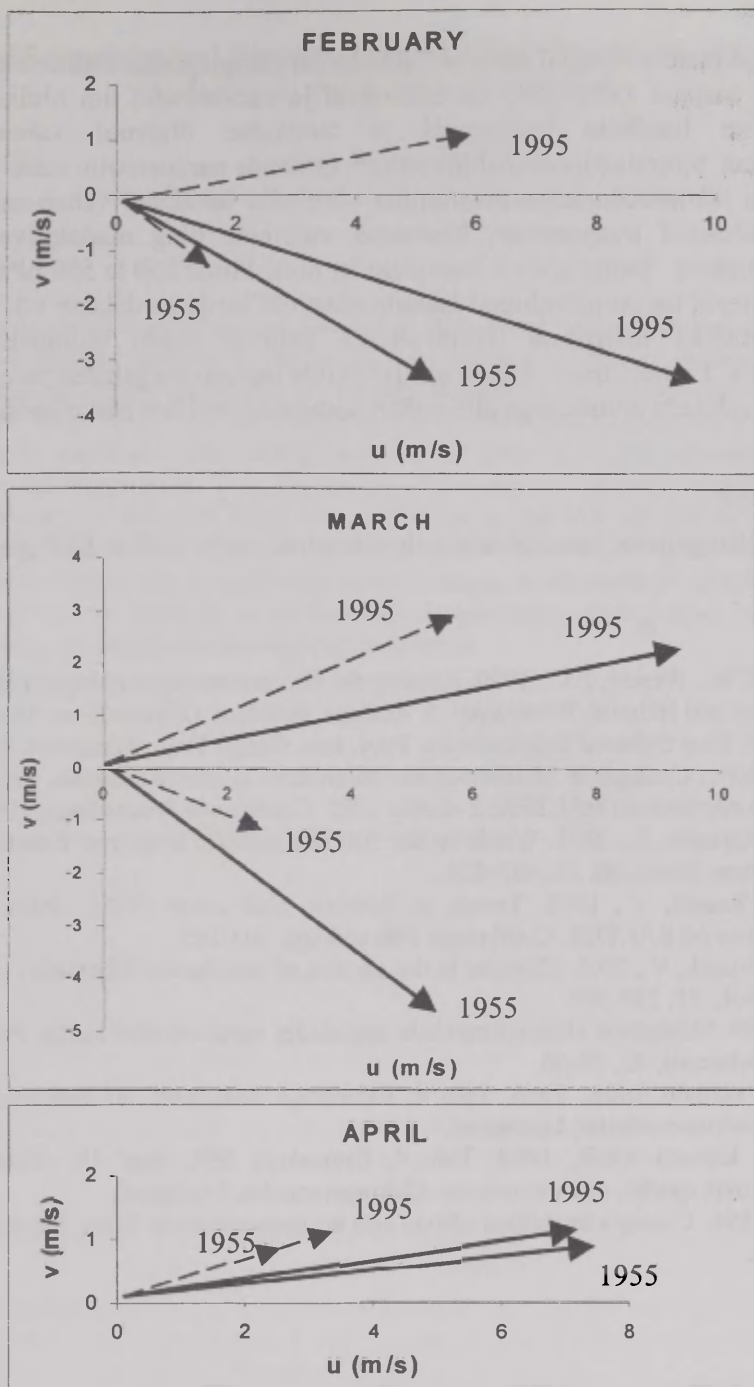
Et lähemalt uurida keskmise tuulevektori muutusi märtsis, viidi sisse uued koordinaadid, mis kujutavad endast 45 kraadi võrra vastupäeva pööratud Cartesiuse koordinaate. Uutes koordinaatides on  $u'$  suunatud kirdesse ja  $v'$  loodesse. Nüüd võib täheldada, et  $u'(850)$  on kasvanud 5,1 m/s võrra ja  $u'(500)$  7,5 m/s võrra. Mõlemad trendid on olulised vähemalt 0,003 nivool. Samal ajal pole komponentides  $v'(850)$  ja  $v'(500)$  mingeid olulisi trende.

Kui nüüd arvutada välja korrelatsioonimaatriks erinevate meteoroloogiliste ja aeroloogiliste parameetrite vahel, saame hoopis teistsugused tulemused. Tabelis 4 on ära toodud kõik korrelatsioonikordajad, mille olulisuse nivoo on parem kui 0,05. Tabel 4 näitab, et temperatuur ja madalpilvisus on positiivselt korreleeritud  $u'$ -komponendiga: tugev õhuvool edelast toob kaasa kõrgema temperatuuri ja suurema pilvisuse. Teisest küljes näitab negatiivne korrelatsioon  $v'$ -komponendi ja temperatuuri vahel, et märtsikuus toovad kagutuuled kaasa külma. Huvitav on märkida, et sademed on heas korrelatsioonis  $u'$ -komponendiga 500 hPa nivool, ent mitte 850 hPa nivool. Ja tõepoolest – praktilises ilmaennustuses kasutatakse sademete prognoosiks just baariliste struktuuride analüüsi 500 hPa nivool.

**Tabel 4.** Korrelatsioonikordajad meteoolementide ja pööratud koordinaatides esitatud tuulevektori komponentide vahel märtsis.

**Table 4.** Correlation coefficients between meteorological elements and wind components in the rotated coordinates in March.

	Temperatuur	Sademed	Pilvisus	Lumikate
$u'(850)$	0,73	-	0,56	-0,37
$v'(850)$	-0,43	-	-	-
$u'(500)$	0,57	0,36	0,61	-
$v'(500)$	-	-	-	-



Joon. 2. Keskmise tuulevektori muutumine 500 hPa (—) ja 850 hPa (---) isobaarpinnal.

Fig. 2. Average changes in the wind vector at the 500 hPa (—) and 850 hPa (---) isobaric levels.



## 5. Kokkuvõte

Tiirikoja meteoroloogiajaama ja Tallinna aeroloogiajaama andmete põhjal on välja selgitatud, et aastatel 1955–1995 on hilistalvel ja varakevadel ilm oluliselt muutunud. Veebruaris on lumikate vähenenud ja tsonaalne õhuvool vabas atmosfääris intensiivistunud. Korrelatsioonianalüüs näitab, et nende parameetrite vahel esineb oluline seos, mistõttu läänevoolu intensiivistumine võib olla lumikatte vähenemise põhjuseks. Märtsis on tõusnud temperatuur, kasvanud sademete ning madalpilvede hulk ning kahanenud lumikate. Samal ajal on kasvanud ka tuule kiirus 850 ja 500 hPa isobaarpinnal ning tuulevektorid ise on pöördunud lääneloost või loodest edelasse või lääneedelasse. Järelilikult võib ka märtsikuu ilmamuutuste põhjusi otsida muutustest atmosfääri tsirkulatsioonis. Teistel kuudel esineb olulisi trende meteoroloogilistes parameetrites vähe ja neid ei saa seletada muutustega atmosfääri suuremõõtmelises tsirkulatsioonis.

## Tänuavaldused

Selle töö tegemisel kasutati osaliselt võimalusi, mida pakkus ETF grant 4347.

## Kirjandus

- Gerstengarbe, F.W., Werner, P.C., 1999. Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881–1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. 5. Auflage, Potsdam, Offenbach am Main.
- Jaagus, J., 1999. Uusi andmeid Eesti kliimast. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 28–40.
- Keevallik, S., 2001. Changes in Meteorological Parameters in March (Estonia, 1955–1995). Third Study Conference on BALTEX, 2–6 July 2001. Conference Proceedings, 103–104.
- Keevallik, S., Rajasalu, R., 2001. Winds on the 500 hPa isobaric level over Estonia (1953–1998). Phys. Chem. Earth (B), 26, 425–429.
- Keevallik, S., Russak, V., 1998. Trends in Estonian cloud cover (1955–1995). Second Study Conference on BALTEX. Conference Proceedings, 104–105.
- Keevallik, S., Russak, V., 2001. Changes in the amount of low clouds in Estonia (1955–1995). Int. J. Climatol., 21, 389–397.
- Russak, V., 1999. Muutustest kliimaelementide aegridades varakevadises Eestis. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 52–60.
- Spravočnik po klimatu SSSR, 1965. Tom 4, Estonskaja SSR, čast' II. Temperatura vozduha i počvy. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Spravočnik po klimatu SSSR, 1968. Tom 4, Estonskaja SSR, čast' IV. Vlažnost' vozduha, atmosferynye osadki, snežnyj pokrov. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Tooming, H., 1996. Changes in surface albedo and air temperature at Tartu, Estonia. Tellus, 48A, 722–726.

## **Trends in Meteorological Parameters and Their Relations with the Wind Velocity in the Free Atmosphere**

Sirje Keevallik

*Marine Systems Institute, Tallinn Technical University*

### **Summary**

The data recorded at Tiirikoja meteorological station and Tallinn aerological station during 1955–1995 show that the weather in late winter and spring has changed seriously. Snow cover reduced and the zonal airflow intensified in February. Significant correlation was detected between these parameters. Therefore, it can be concluded that the reduction of snow cover extent/duration in February can be ascribed to the intensification of the zonal flow. The following changes took place in March: the temperature rose, the amount of precipitation and low clouds increased, the snow cover reduced. On the other hand, the wind speed on the 850 and 500 hPa isobaric levels increased and the wind vectors turned from WNW or NW to SW or WSW. Consequently, the changes in March weather can be attributed to the changes in atmospheric circulation. Very few significant trends can be detected in meteorological parameters during other months and they cannot be explained by changes in atmospheric circulation.

## Kliimamuutuse tendentsid Eestis 20. sajandi teisel poolel seostatuna muutustega atmosfääri tsirkulatsioonis

Jaak Jaagus

Tartu Ülikooli Geograafia Instituut

### 1. Sissejuhatus

Kliima muutumise uurimine on tänapäeva klimatoloogias kujunenud üheks kõige aktuaalsemaks uurimissuunaks. Soojenemisega kaasnevad ohud inimkonnale on tõusnud peamiseks globaalprobleemiks, mille vastu võitlemiseks on riigid astunud reaalseid samme. Viimaste hinnangute kohaselt (IPCC, 2001) on maakera keskmine õhutemperatuur kasvanud alates 1860. aastast  $0,6^{\circ}\text{C}$  (võimaliku vea määr  $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ ). Kõikide IPCC (*Intergovernmental Panel of Climate Change*) poolt pakutud stsenaariumide järgi peaks soojenemine jätkuma ka 21. sajandil. Umbes viimase 30 aasta jooksul täheldatud kiiret soojenemist seostatakse inimtegevuse tagajärjel tugevnenud kasvuhooneefektiga.

Muutusi Eesti kliimas on esimesena täheldanud professor K. Kirde (1939), kes järeldas, et aastail 1866–1935 on Eesti kliima muutunud merelisemaks. Vaatlusalusel perioodil toimuski märgatav kliima soojenemine. Alates 1940ndate algusest see aga peatus. Esines kolm järjestikust erakordselt karmi talve ning edasi hakkas keskmine temperatuur pisut alanema. 1950ndad ja 1960ndad olid enamasti suhteliselt jahedad aastad (Jaagus, 1998). Alates 1970ndatest algas soojenemine uuesti ning saavutas maksimumi 1980ndate lõpus ning 1990ndatel.

Kuigi üldiselt peetakse kliima soojenemise põhjustajaks süsihappegaasi kontsentratsiooni kasvu atmosfääris, siis iga üksiku piirkonna kliima muutumise peamist põhjust tuleks otsida suuremõõtmelises atmosfääri tsirkulatsioonis. Teaduskirjanduses võib leida hulgaliselt näiteid töödest, kus on kindlaks tehtud ilmastiku sõltuvust tsirkulatsioonist ja kliima muutuse põhjustajana muutust tsirkulatsioonis (Wigley, Jones, 1987; Kożuchowski, Marciniak; 1988; Trenberth, 1990; Bárdossy, Caspary, 1990; Kożuchowski, 1993; Hurrell, 1995; 1996; 1998; Basher, Thompson, 1996; Steinrück, 1996; Salinger, Mullan, 1999; Hurrell, van Loon, 1997; Fu *et al*, 1999; Chen, Hellström, 1999; Paeth *et al*, 1999; Wibig, 1999; Serreze *et al*, 2000; Rodriguez-Puebla *et al*, 2000; Kryjov, 2000; Giorgi, 2002). Atmosfääri tsirkulatsiooni ja ilmastiku seoste uurimusi on viimastel aastatel jõudsalt tehtud ka Eestis (Russak, 1999; Tomingas, Jaagus, 1999; Sepp, 1999; Keevallik *et al*, 1999; Keevallik, Loitjäär, 1999; Keevallik, Rajasalu, 2000; Keevallik, Russak, 2001; Post, Tuulik, 1998; 1999a, b; Tuulik, Post, 1999; Jaagus, 2000a, b; 2002; Jaagus *et al*, 2001; Sepp, Jaagus, 2002; Jevrejeva, 2002).

Käesolevas töös võetakse vaatluse alla kliima muutused Eestis 20. sajandi teisel poolel (1951–2000). Just sellel perioodil on toimunud kõige intensiivsem kliima soojenemine ja just sellel ajal on hakanud avalduma inimtegevuse toime kliimale (IPCC, 2001). Töö eesmärgiks on teha kindlaks statistiliselt usaldusväärsed trendid õhutemperatuuri ja sademete aegridades Eestis ning seostada neid trendidega atmosfääri tsirkulatsiooni parameetrites.

## 2. Andmed

Käesolevas töös kasutatakse kliimatingimuste iseloomustamiseks kuude, aasta ja aastaaegade keskmisi õhutemperatuure ja sademete hulki kümnes ilmajaamas üle Eesti (joon. 1). Pooled neist paiknevad sisemaal ja pooled rannikul. Jaamad said valitud nii, et nende vaatlusread oleksid võimalikult pidevad ja vaatluste tegemise asukoht oleks sellel perioodil muutunud võimalikult vähe või üldsegi mitte. Üksikud andmelüngad on täidetud naaberjaamade mõõtmistulemuste kaudu. Kuna Kunda puhul esines 1950ndatel mitmel aastal talvistes sademetes lünki, jäeti see jaam sademete analüüsist kõrvale.



Joon. 1. Töös kasutatud ilmajaamade asukohad Eestis.

Fig. 1. Location of meteorological stations in Estonia used in this study.

Atmosfääri tsirkulatsiooni kirjeldamiseks on kasutusel terve rida arvulisi näitajaid. Peamisi tsirkulatsioonivorme W, E ja C Wangenheimeri-Girsi klassifikatsiooni järgi on varem eesti keeles käsitletud (Sepp, 1999; Jaagus *et al*, 2001). Käesolevas töös kasutatakse nende esinemissagedust kuude, aasta ja aastaaegade viisi. Sealjuures loetakse kevadeks perioodi märtsist maini, suveks ajavahemikku juunist augustini jne. Soe poolaasta hõlmab kuud aprillist oktoobrini ja külm poolaasta kestab novembrist märtsini.

Tsirkulatsiooniindeksitest on kasutusel Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAO) indeksid, arvatuna nii Ponta Delgada (NAOPD) kui ka Gibraltari (NAOG) järgi (Hurrell, van Loon, 1997; Jones *et al*, 1997) ning Arktika ostsillatsiooni indeks (Thompson, Wallace, 1998).

Lisaks on kasutusse võetud mitu nn kaugseose (inglise keeles *teleconnection*) indeksit, mis on leitud põhjapoolkera rõhuväljade peakomponentanalüüsi tulemusena (Barnston, Livezey, 1987) ja mille andmed alates 1950. aastast on toodud internetis (NOAA Climate Prediction Center, 2002). Nende seoseid Eesti ilmastikuga on autori poolt varem uuritud (Jaagus, 2000a). Konkreetselt kasutatakse järgmisi kaugseose indeksid (sulgudes lühend): Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAOT), Ida-Atlandi (EA), Ida-Atlandi jugavoolu (EAJ), Ida-Atlandi/Lääne-Venemaa (EAWR), Skandinaavia (SCA), Polaar/Euraasia (POL) ja Aasia suve (ASU) indeksid. Neist aastaringselt esineb vaid esimene indeks, teised on olulised vaid üksikutel aastaaegadel või kuudel.



### 3. Metoodika

Trendide olemasolu aegridades (ajaühikuks üks aasta) on uuritud nii tavalise lineaarse regressioonanalüüsi abil kui ka Mann-Kendalli (MK) testiga. Esimene meetod eeldab aegrea normaaljaotust, teine aga mitte. Regressioonanalüüsi tulemusena saadud peamine lineaarse trendi näitaja on regressioonikordaja ehk sirge tõus (inglise keeles *slope*). See parameeter on hästi tõlgendatav näidates, kui palju muutub uuritava suuruse, näiteks keskmise temperatuuri väärtus trendi järgi ühe aastaga. Kui regressioonikordajat korrutada aastate arvuga, siis saadakse temperatuuri keskmine muutus trendi järgi aegrea viimase ja esimese aasta vahena. Trendi usaldusväärsust iga aegrea puhul on kontrollitud *t*-testiga, kusjuures oluliseks on loetud nivood  $P < 0,05$ .

Mann-Kendalli test on mitteparameetiline, mille üks eeliseid on võimalus analüüsida mittenormaalse jaotusega aegridu. Antud töös kasutatud tunnused on reeglina küll normaaljaotusega, kuid üksikutel juhtudel, näiteks sademete ja tsirkulatsioonitüüpide esinemissageduse andmete puhul, on sellest kõrvalekalduvusi. Testi teiseks eeliseks on suhteline vähetundlikkus andmete mittehomoogeensusest põhjustatud hüpoteetide suhtes, mida käesolevas töös esineb näiteks sademete puhul. Mann-Kendalli testi üldpõhimõte on määrata kindlaks kõigi aegrea järjestikuste väärtuste paarikaupa arvutatavate vahede märk, kusjuures iga aegrea elementi võrreldakse kõigi talle eelnevate elementidega.

Ühe aegrea  $\{x_k, k=1,2,\dots,n\}$  MK statistik monotoonse trendi jaoks avaldub valemiga (1) (Libiseller, Grimvall, 2002; Salmi *et al*, 2002)

$$S = \sum_{j=1}^{n-1} \sum_{i=j+1}^n \text{sgn}(x_i - x_j), \quad (1)$$

kus  $x_i$  ja  $x_j$  on aegrea järjestikused liikmed aastatel  $i$  ja  $j$  ning  $i > j$ ;

$$\text{sgn}(x_i - x_j) = \begin{cases} 1, \dots \text{kui} \dots x_i - x_j > 0 \\ 0, \dots \text{kui} \dots x_i - x_j = 0 \\ -1, \dots \text{kui} \dots x_i - x_j < 0 \end{cases} \quad (2)$$

Kasvav trend aegreas esineb juhul, kui kasvavaid väärtuste paare on oluliselt suurem arv kui kahanevaid ehk  $S$  on positiivne. Kahaneva trendi korral on  $S$  negatiivne ja kahanevaid väärtuste paare on rohkem. Kui mingit trendi pole ja väärtused aegreas on juhuslikud, siis võrdub teststatistik nulliga. Aegridade testimiseks kasutati antud töös Claudia Libiselleri poolt Exceli keskkonna jaoks välja töötatud Mann-Kendalli statistiku arvutamise programmi, mis on kättesaadav Interneti aadressil

<http://www.mai.liu.se/~cllib/welcome/PMKtest.html>

Mann-Kendalli statistikult  $S$  minnakse selle näitaja standardiseerimisel üle Mann-Kendalli teststatistikule  $Z$ . Eelnevalt leitakse  $S$  väärtuste dispersioon valemiga (3)

$$D(S) = n(n-1)(2n+5)/18. \quad (3)$$

Teststatistik  $Z$  avaldub järgnevalt

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{D(S)}}, \dots kui \dots S > 0 \\ 0, \dots kui \dots S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{D(S)}}, \dots kui \dots S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

Kuna teststatistiku jaotus on asümptootiliselt lähendatav normaaljaotusele, on võimalik lihtsalt kontrollida trendi usaldusväärsust, võrreldes konkreetse  $Z$ -i absoluutväärtust teoreetilisest jaotusest tuleneva kriitilise väärtusega. Kahepoolse testi puhul võib väita, et aegreas esineb usaldusväärne monotoonne trend, kui  $Z$ -i absoluutväärtus osutub suuremaks kui  $Z$ -i kriitiline väärtus nivool  $\alpha/2$ . Positiivne teststatistik näitab, et tegu on kasvava trendiga, negatiivne teststatistik näitab, et trend on kahanev.

Tingimuslikku Mann-Kendalli testi kasutatakse siis, kui uuritakse ühe aegrea (sõltuva muutuja) trendi seostatuna teise aegrea (sõltumatu muutuja ehk kaasmuutuja) trendiga (Libiseller, Grimvall, 2002). Sellisel juhul on eelduseks, et mõlemas aegreas esineb statistiliselt oluline trend, ja eesmärgiks on kontrollida, kas sõltuva muutuja trend on statistiliselt ära määratud trendi poolt kaasmuutuja aegreas.

Käesolevas töös on sõltuvad muutujad temperatuur ja sademed, sõltumatuteks muutujateks aga tsirkulatsiooninäitajad. Testimise alla on võetud need muutujate paarid, millel mõlemal on olemas vaadeldaval perioodil usaldusväärsed trendid. Sõltuva muutuja aegrea trend loetakse ära määratuks trendi poolt kaasmuutuja aegreas sellisel juhul, kui tingimusliku MK statistiku usaldusväärsus jääb allapoole  $P < 0,05$  tasemest. Sellisel juhul kaob trend sõltuva muutuja aegreast, kui on arvesse võetud kaasmuutuja aegreas esinev trend. Seega kirjeldab kaasmuutuja trend ära kogu usaldusväärse muutuse uuritava sõltuva aegrea juures.

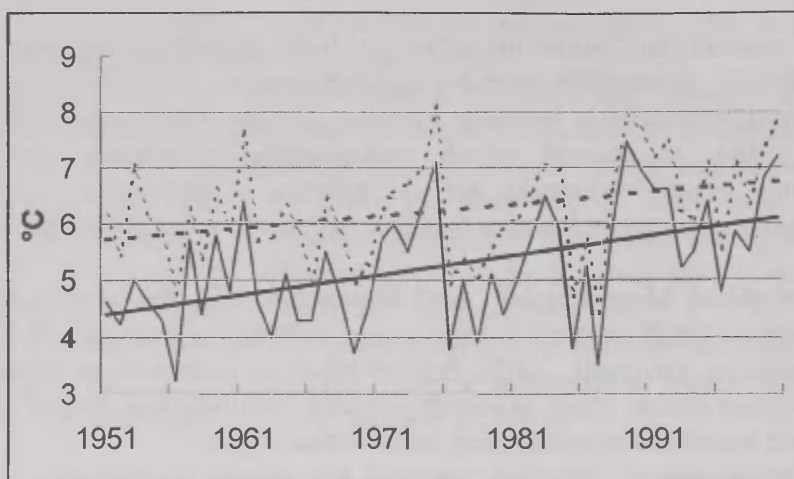
Uuritava muutuja (temperatuur või sademed) aegrea trendi võib lugeda sõltuvaks kaasmuutuja aegreast (tsirkulatsioon) ka sellisel juhul, kui tingimuslik MK statistik on madalamal olulisuse nivool, kui esialgse aegrea (temperatuur või sademed) MK statistik. Eristatud on kolm olulisuse nivood (0,05, 0,01 ja 0,001 ehk tõenäosused 95, 99 ja 99,9%) ning nivoo vahelise erinevuse puhul ei määra sõltumatu muutuja trend ära kogu usaldusväärset trendi sõltuva muutuja aegreas, vaid ainult osa sellest. Järelikult eksisteerib sel juhul veel täiendavaid mitteamestatud tegureid, mis põhjustavad sõltuva muutuja monotoonset trendi.

Uuritava kuu või aastaaja õhutemperatuuri trendi uuritakse üldjuhul sama perioodi tsirkulatsiooninäitajate trende arvestades. Kuid lisaks samaaegselt fikseeritud tsirkulatsiooni ja temperatuuri analüüsile kasutatakse ka varasemate kuude ja aastaaegade tsirkulatsiooninäitajaid antud kuu temperatuuri võimaliku mõjutajana. Näiteks on kevade temperatuur üsna suurel määral sõltuv eelneva talve temperatuurist, seega ka tsirkulatsioonist sellel talvel.

Põhimõtteliselt saab tingimuslikku Mann-Kendalli testi rakendada üheaegselt mitut kaasmuutujat arvestades. Käesolevas töös on seda proovitud teha, kuid selle tulemusena pole saadud täiendavalt olulist informatsiooni.

#### 4. Trendid õhutemperatuuri ja sademete aegridades

Aasta keskmine õhutemperatuur Eestis on 20. sajandi teisel poolel kasvanud kõikides jaamades olulisel määral. Mann-Kendalli testi järgi on trend usaldusväärne enamasti  $P < 0,01$  tasemel. Vaid Ristnas ja Narvas on see veidi nõrgem –  $P < 0,05$  nivool. Arvuliselt on see muutus uurimisperiodil  $1,0\text{--}1,7^\circ\text{C}$ , mis tähendab, et trendi järgi on 50 aasta jooksul keskmine temperatuur niipalju tõusnud. Suurim soojenemine on saadud Võrus ja väiksem Ristnas (joonis 2).



**Joon. 2.** Aasta keskmise õhutemperatuuri aegrida Võrus (pidev joon) ja Ristnas (katkendjoon) ning nende lineaarsed trendid.

**Fig. 2.** Time series of annual mean air temperature in Võru (solid line) and Ristna (dashed line), and their linear trends.

Tabelis 1 on esitatud kõik muutused lineaarse trendi järgi kuude, aastaegade ja aasta keskmises õhutemperatuuris. Statistiliselt olulise regressioonikordaja ( $P < 0,05$  tasemel) korral on muutused toodud rasvases kirjas, Mann-Kendalli testiga saadud olulised trendid on kursiivkirjas.

Toodud arvud näitavad, et praktiliselt kogu kliima soojenemine Eestis on vaadeldaval perioodil toimunud aasta esimese viie kuu arvelt (joon. 3). Perioodil juunist detsembrini ei esine ühtki statistiliselt olulist trendi ja temperatuuri muutus trendi järgi ei ületa üht kraadi. Kõige suurem soojenemine ( $3\text{--}5^\circ\text{C}$ ) on toimunud märtsikuus. See on tuntav olnud nii looduse sesoonses arengus kui ka inimeste igapäevaelus. Võib väita, et valdavalt lumise ja talvise ilmaga märts on üha enam asendunud valdavalt lumeta ja varakevadise ilmaga märtsikuuga.

Märtsi kõrval on ka aprillis keskmise õhutemperatuuri tõus olnud statistiliselt usaldusväärne, kuigi soojenemine on märksa väiksem –  $1,7\text{--}3,0^\circ\text{C}$ . Torkab selgelt silma, et mõlema kuu temperatuuri tõus on olnud kõige suurem Võrus ja üldse sisemaal ning väiksem rannikujaamades. Kohati, eriti rannikul, on ka mai soojenemine  $1\text{--}2^\circ\text{C}$  võrra  $P < 0,05$  olulisuse nivool.

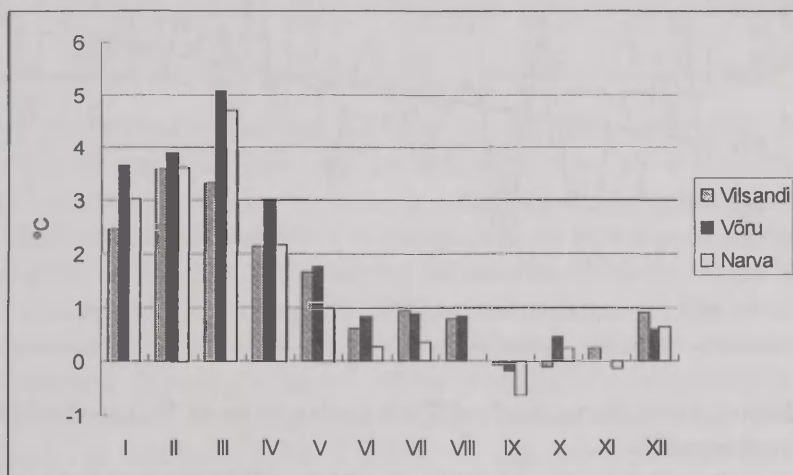
Kokkuvõttes on kolme kevadkuu keskmine temperatuur 20. sajandi teises pooles tõusnud väga märgatavalt. Selle statistiline usaldusväärsus on eriti kõrge ( $P < 0,001$ ).



**Tabel 1.** Keskmise õhutemperatuuri muutused (kraadides) lineaarse trendi järgi perioodil 1951–2000. Statistiliselt olulise ( $P < 0,05$  tasemel) regressioonikordaja puhul on muutus toodud rasvases kirjas, Mann-Kendalli testi järgi usaldusväärne trend aga kursiivis.

**Table 1.** Changes by the linear trend in mean air temperature during the period 1951–2000. Changes corresponding to significant slopes on  $P < 0.05$  level are marked in bold, significant trend obtained by the Mann-Kendall test are presented in italics.

	Türi	Võru	Narva	Valga	Tiirikoja	Kunda	Kihnu	Ristna	Vilsandi	Sõrve
I	3.3	3.7	3.0	3.6	3.4	2.6	2.6	2.2	2.5	2.3
II	3.7	3.9	3.6	3.6	3.7	3.4	3.6	3.2	3.6	3.6
III	4.7	5.1	4.7	4.5	4.7	4.5	4.3	3.0	3.3	3.4
IV	2.6	3.0	2.1	2.5	2.4	2.0	2.6	1.8	2.1	1.7
V	1.6	1.8	1.0	1.4	1.6	1.4	1.7	1.2	1.6	1.9
VI	0.8	0.8	0.3	0.4	0.6	0.4	0.6	0.2	0.6	0.5
VII	1.0	0.9	0.3	0.5	0.5	0.4	0.6	0.4	0.9	0.8
VIII	0.6	0.8	0.0	0.2	0.3	0.2	0.5	0.5	0.8	0.7
IX	-0.3	-0.2	-0.6	-0.6	-0.1	-0.7	-0.3	-0.6	-0.1	0.0
X	-0.1	0.5	0.3	-0.1	0.0	0.0	0.0	-0.2	-0.1	-0.4
XI	0.1	0.0	-0.5	-0.2	-0.1	-0.1	0.0	0.0	0.3	0.1
XII	0.4	0.6	0.2	0.3	0.7	0.3	0.8	0.8	0.9	0.5
Aasta	1.5	1.7	1.1	1.3	1.4	1.2	1.4	1.0	1.4	1.3
Kevad	3.0	3.3	2.6	2.8	2.9	2.6	2.8	2.0	2.4	2.3
Suvi	0.8	0.8	0.2	0.4	0.5	0.3	0.6	0.4	0.8	0.7
Sügis	-0.1	0.1	-0.4	-0.3	-0.1	-0.3	-0.1	-0.3	0.0	-0.1
Talv	2.3	2.5	2.2	2.3	2.4	1.9	2.1	1.9	2.2	2.0
Soe	0.9	1.1	0.5	0.6	0.8	0.5	0.8	0.5	0.8	0.7
Külm	2.3	2.4	2.2	2.1	2.3	2.0	2.1	1.7	1.9	1.8



**Joon. 3.** Kuu keskmise õhutemperatuuri muutus trendi järgi perioodil 1951–2000.

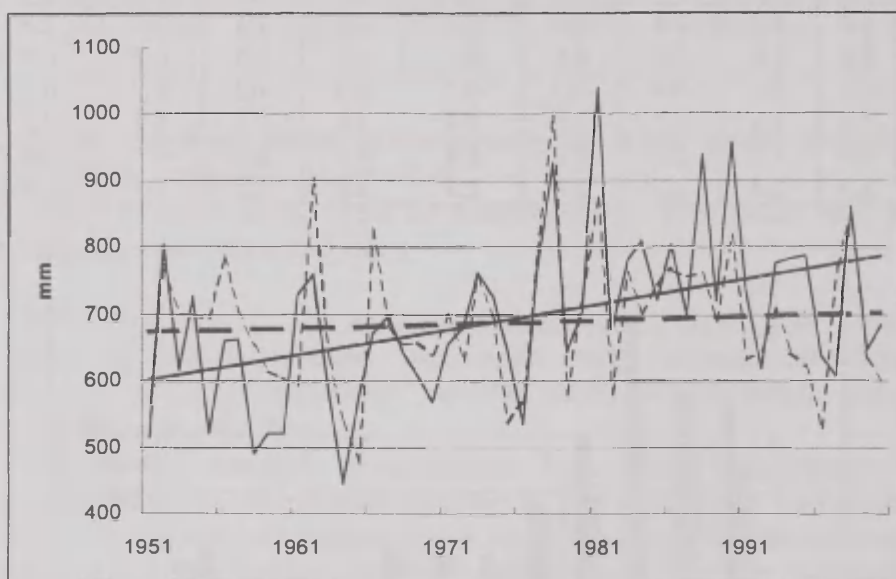
**Fig. 3.** Change by trend of monthly mean air temperature during 1951–2000.

Jaanuari ja eriti veebruari keskmine temperatuur on 20. sajandi teisel poolel samuti märgatavalt kasvanud, kuid aegridade suure muutlikkuse tõttu on trendi usaldusväärsus

palju väiksem. Enamikus on nende kuude keskmine temperatuur tõusnud 3–4°C, kuid rannikul on see jaanuaris olnud väiksem. Nii kevade (märts–mai) kui ka külma poolaasta (november–märts) keskmine temperatuur on statistiliselt olulisel määral tõusnud.

Mõningaid trendi erinevusi võib märgata Sise-Eesti ja Ranniku-Eesti vahel. Üldiselt on sisemaal soojenemine olnud mõnevõrra suurem nii jaanuaris, märtsis kui ka aprillis. Vaid veebruaris on soojenemine olnud üsna ühtlaselt 3–4°C. Torkab silma Vilsandi ja Sõrve trendide suur usaldusväärsus kogu perioodil veebruarist maini.

Sademetepikaajaliste trendide hindamine on hoopis keerukam kui temperatuuri puhul. Sademed on väga lokaalse iseloomuga, eriti soojal poolaastal. Nende langemise äärmine juhuslikkus põhjustab suuri erinevusi trendides. Trendi karakteristikute territoriaalne varieeruvus on kirju. Esineb ka vastandmärgilisi muutusi jaamade vahel. Trendid muudab vähem usaldusväärseks ka sademete mõõtmise väiksem täpsus. Kõige olulisemaks mõõtmismetoodiliseks muutuseks, mis muutis andmerekad mittehomoogeenseks, oli märgumisparandi lisamine 1966. aastast alates. Selle tulemusena on aastane sademete hulk suurenenud ca 10%. Kuid kasutades Mann-Kendalli testi on võimalik vähendada sellise kunstliku hüppe mõju trendianalüüsi tulemustele. Sademete aastasumma dünaamika kahes äärmusliku sademete dünaamikaga jaamas (Türil väga tugev trend, Valgas see puudub) on esitatud joonisel 4 ja sademete muutused lineaarse trendi järgi tabelis 2.



**Joon. 4.** Sademete aastasumma aegread Türil (pidev joon) ja Valgas (katkendjoon) ning nende lineaarsed trendid.

**Fig. 4.** Times series of annual precipitation in Türi (solid line) and Valga (dashed line), and their linear trends.

Tuleb rõhutada, et lineaarse trendi kasutamine antud juhul annab kunstlikult suurema kasvu. Märgumisparandi lisamine mõõtmistulemustesse on suurendanud sademete hulki 1966. aastast alates. Mann-Kendalli test aga tasandab ära sellise

ühekordse hüppe. Kõiki asjaolusid arvestades võib siiski üsna kindlalt väita, et Eestis tervikuna on vaadeldaval perioodil sademete hulk suurenenud.

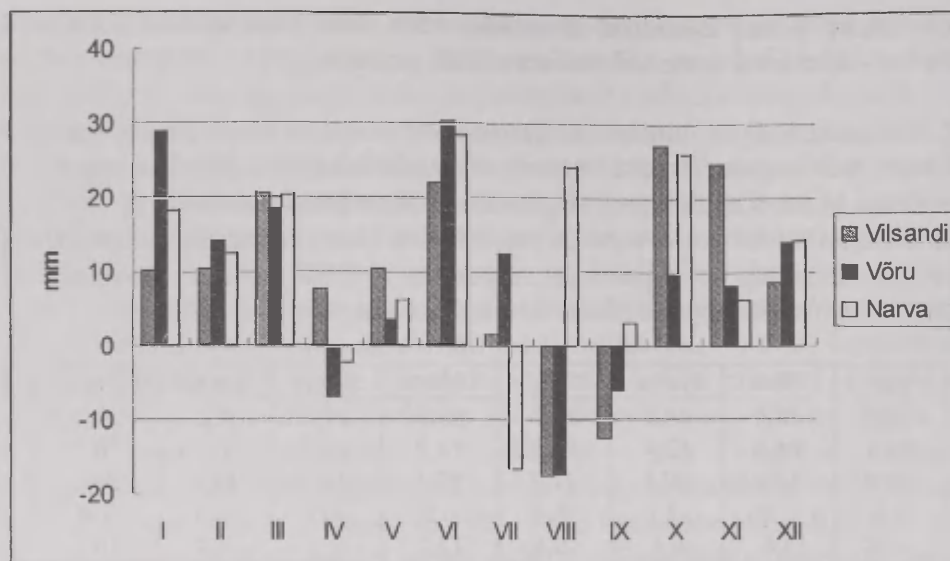
**Tabel 2.** Sademete hulga muutused (millimeetrites) lineaarse trendi järgi perioodil 1951–2000. Statistiliselt olulise ( $P < 0,05$  tasemel) regressioonikordaja puhul on muutus toodud jämedas kirjas, Mann-Kendalli testi järgi usaldusväärne trend kursiivkirjas.

**Table 2.** Changes by the linear trend in precipitation (mm) during the period 1951–2000. Changes corresponding to significant slopes on  $P < 0.05$  level are marked in bold, significant trend obtained by the Mann-Kendall test are presented in italics.

	Türi	Võru	Narva	Valga	Tiirikoja	Kihnu	Ristna	Vilsandi	Sõrve
I	<b>35,2</b>	<b>28,9</b>	<b>18,2</b>	20,6	<b>23,3</b>	<b>21,7</b>	4,2	10,3	1,7
II	<b>22,8</b>	<b>14,3</b>	12,4	11,8	<b>14,9</b>	<b>14,5</b>	7,0	10,5	<i>10,5</i>
III	<b>28,0</b>	<b>18,4</b>	<b>20,5</b>	<b>21,7</b>	<b>17,1</b>	<b>14,1</b>	<b>18,6</b>	<b>20,6</b>	<b>13,4</b>
IV	8,6	-7,0	-2,1	-8,4	-1,8	6,3	-2,5	7,8	<i>14,0</i>
V	-2,8	3,6	6,1	-0,6	12,2	2,7	4,4	10,5	11,6
VI	20,7	30,4	<b>28,4</b>	28,2	29,7	<b>44,6</b>	<b>25,8</b>	<b>22,0</b>	<b>28,1</b>
VII	-1,9	12,4	-16,6	-20,6	21,8	19,3	3,1	1,5	8,4
VIII	4,2	-17,3	24,3	-21,4	13,1	-7,1	-29,0	-17,6	-11,6
IX	0,4	-5,9	3,1	-22,1	6,4	2,7	-4,7	-12,5	-8,4
X	28,8	9,7	<i>26,1</i>	16,7	18,8	21,6	26,3	27,2	<i>27,4</i>
XI	<i>19,3</i>	8,3	6,1	-4,0	<i>10,5</i>	12,5	24,8	24,7	3,8
XII	<b>25,5</b>	13,9	14,2	7,8	<b>16,9</b>	7,2	3,3	8,6	10,0
Aasta	<b>180,9</b>	<b>109,3</b>	<b>140,8</b>	29,8	<b>183,1</b>	<b>135,7</b>	<b>81,2</b>	<b>114,0</b>	<b>109,1</b>
Kevad	33,8	15,0	24,5	12,7	27,5	<b>23,1</b>	20,6	<b>39,0</b>	<b>39,0</b>
Suvi	22,9	25,6	36,1	-13,9	64,6	<b>56,8</b>	-0,2	5,9	24,9
Sügis	48,5	12,1	35,3	-9,3	<i>35,8</i>	36,8	<i>46,4</i>	39,4	22,8
Talv	<b>83,6</b>	<b>61,0</b>	<b>45,2</b>	<b>44,1</b>	<b>56,0</b>	<b>44,5</b>	12,6	27,0	19,7
Soe	57,8	26,0	69,2	-28,2	<b>100,2</b>	<b>90,2</b>	23,3	38,9	<b>69,5</b>
Külm	<b>129,1</b>	<b>85,0</b>	<b>69,9</b>	<b>60,6</b>	<b>80,5</b>	<b>69,3</b>	<b>46,5</b>	<b>66,8</b>	<b>33,0</b>

Sademetes kuusummade analüüsi tulemusena võib teha mõningaid detailsemaid järeldusi. Nii nagu temperatuuri puhul, nii ka sademete juures esineb kõikides jaamades suurim muutus märtsikuus. Sademete hulk on suurenenud keskmiselt umbes 20 mm võrra, mis on enam kui pool märtsi normist. Märgatavalt on suurenenud sademete summa kõikidel talvekuudel. Sealjuures torkab silma, et merelise kliimaga saarte lääneranniku jaamade talvised sademed pole sugugi niipalju kasvanud. Samas on aga kevade sademed oluliselt kasvanud just rannikul. Eks seegi kajasta kaudselt jääkatte vähenemistendentsi ja kevade soojenemist. Soojal poolaastal esineb statistiliselt usaldusväärset positiivset trendi ainult juunikuus. Kohatist sademete hulga olulist suurenemist saab väita ka oktoobri, novembri ja detsembri kohta. Üldiselt on aga sademete muutumise pilt üsna kirju (joon. 5). Näiteks kõige märgatavam kuivenemine on toimunud augustis (välja arvatud Kirde-Eesti).

Sademetes aastasumma suurim kasv iseloomustab Tiirikoja ja Türi jaama. Kõige väiksem on see näitaja Valgas. Kui ülejäänud aastaegade sademete muutuse tendentsid on jaamades enamvähem ühesugused (tabel 2), siis suvel on nad väga erinevad. Kohalike sademete suur osatähtsus suvel ilmselt välistab atmosfääri tsirkulatsiooni suurema mõju.



**Joon. 5.** Sademete kuusummade muutus trendi järgi perioodil 1951–2000.

**Fig. 5.** Change by the trend of monthly precipitation during 1951–2000.

## 5. Trendid atmosfääri suuremõõtmelise tsirkulatsiooni näitajates

Atmosfääri tsirkulatsiooninäitajatele on olnud uuritaval perioodil iseloomulikud mitmed muutused. Absoluutarvuliselt on neid väljendada raskevõitu, seetõttu tuleb põhiliselt opereerida trendi olulisustõenäosusega. Tabelis 3 on toodud iga kuu, aastaaja kui ka terve aasta kohta need tsirkulatsiooninäitajad, mis omavad olulist trendi, nii regressioonianalüüsi kasutades kui ka Mann-Kendalli testiga, ja nendele vastavad  $P$  väärtused.  $P < 0,01$  tasemel olevad trendid on toodud rasvases kirjas.

Nähtub, et 20. sajandi teisel poolel on esinenud märkimisväärsed muutusi atmosfääri suuremõõtmelises tsirkulatsioonis. Järgnevalt on püütud tabelis 3 esitatud tulemusi lahti mõtestada ja üldistada. Võib välja tuua niisugused peamised järeldused.

- Suurimad muutused tsirkulatsioonis on aset leidnud külmal poolaastal, kuude lõikes aga eelkõige veebruaris ja märtsis. Muutused soojal poolaastal on tunduvalt väiksemad ja vähema usaldusväärsusega. See langeb hästi kokku muutustega õhutemperatuuris ja sademete hulgas Eestis.
- Peamiseks muutuseks talvisel ajal on tsonaalse tsirkulatsiooni ehk läänevoolu tugevnemine. Seda näitavad paljude tsirkulatsioonikarakteristikute positiivsed trendid – NAOPD, NAOG, AO, W, NAOT, EA, POL. Kõige ilmselgem läänevoolu tugevnemine on esinenud veebruaris (joon. 6). Märtsis on see samuti väga oluliseks muutuseks, jaanuaris aga hoopis nõrgemaks. Läänevool kannab Atlandi ookeani kohalt sooja õhku kaugele Euraasiasse ja muudab talved soojemaks.
- Koos läänevoolu ehk tsonaalse tsirkulatsiooni tugevnemisega on nõrgenenud meridionaalne õhuvool. Tsirkulatsioonivormi E korduvus on statistiliselt olulisel määral vähenenud ajavahemikul detsembrist aprillini. Kuna selle vormiga on seotud pakaselised ilmad ja kontinentaalse õhumassi domineerimine, siis sellise

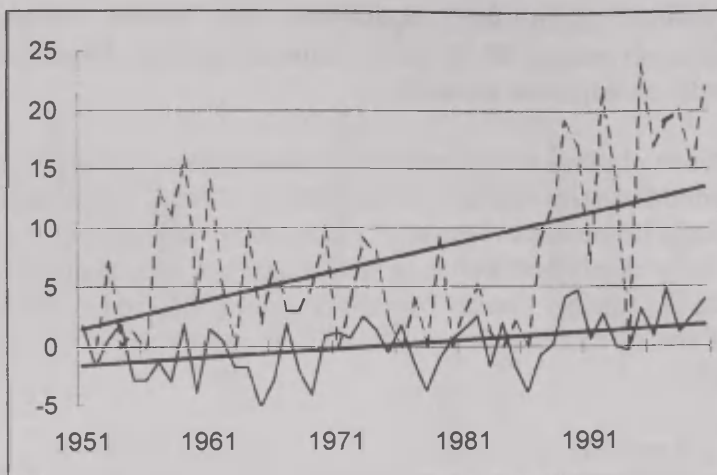


tsirkulatsiooni vähenemise tagajärjeks on talvise temperatuuri tõus. Tsirkulatsioonivormide W, E ja C esinemissageduse dünaamikat 20. sajandi teisel poolel on kujutatud joonisel 7.

**Tabel 3.** Statistiliselt olulised trendid tsirkulatsiooninäitajate aegridades perioodil 1951–2000, mis on saadud lineaarse regressioonanalüüsi ja Mann-Kendalli testiga. Toodud on tsirkulatsiooninäitaja lühendid ja vastavad  $P$  väärtused ( $P < 0,01$  on rasvases kirjas).

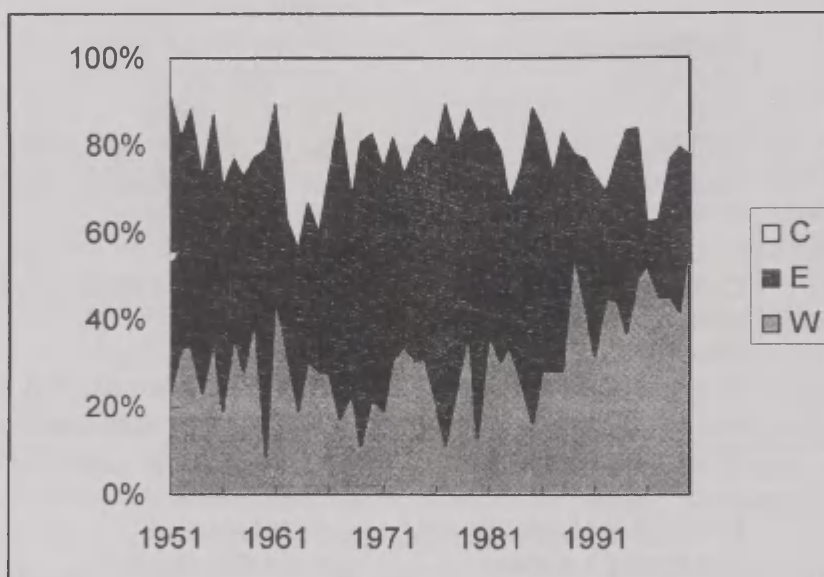
**Table 3.** Statistically significant trends in the parameters of atmospheric circulation in 1951–2000 obtained using linear regression analysis and Mann-Kendall test. Abbreviations of the circulation parameters and corresponding  $P$  values are presented ( $P < 0.01$  are in bold).

Periood	Regressioonanalüüs	Mann-Kendalli test
Jaanuar	W 0,0488, E -0,0182, EA 0,0388	AO 0,0367, W 0,0240, E -0,0142, EA 0,0075, POL 0,0441
Veebruar	<b>NAOPD 0,0023</b> , <b>NAOG 0,0059</b> , <b>AO 0,0046</b> , <b>W 0,0003</b> , <b>E -0,0004</b> , <b>NAOT 0,0173</b> , <b>POL 0,0358</b>	<b>NAOPD 0,0042</b> , <b>NAOG 0,0102</b> , <b>AO 0,0029</b> , <b>W 0,0052</b> , <b>E -0,0007</b> , <b>NAOT 0,0167</b> , <b>EA 0,0267</b> , <b>POL 0,0148</b>
Märts	<b>NAOG 0,0308</b> , <b>NAOT 0,0003</b> , <b>W 0,0352</b>	<b>NAOPD 0,0070</b> , <b>NAOG 0,0132</b> , <b>AO 0,0450</b> , <b>W 0,0352</b> , <b>C -0,0450</b> , <b>NAOT 0,0010</b> , <b>EAWR 0,0310</b>
Aprill	<b>W 0,0068</b>	<b>W 0,0104</b> , <b>E -0,0267</b>
Mai	<b>EAJ -0,0206</b>	<b>W 0,0497</b> , <b>EAJ -0,0234</b>
Juuni		<b>NAOG -0,0382</b>
Juuli	<b>NAOG -0,0366</b>	<b>NAOG -0,0337</b> , <b>ASU 0,0398</b>
August	<b>NAOT 0,0355</b> , <b>ASU 0,0164</b>	<b>AO 0,0273</b> , <b>NAOT 0,0195</b> , <b>ASU 0,0344</b>
September		<b>NAOG -0,0214</b> ,
Oktoober	<b>C -0,0248</b> , <b>EA 0,0080</b> , <b>EAWR -0,0470</b>	<b>C -0,0244</b> , <b>EA 0,0048</b> , <b>EAWR -0,0229</b>
November	<b>EA 0,0045</b>	<b>EA 0,0045</b>
Detsember	<b>E -0,0463</b> , <b>EA 0,0344</b>	<b>E -0,0210</b> , <b>EA 0,0234</b> , <b>SCA 0,0330</b>
Aasta	<b>W 0,0035</b>	<b>AO 0,0102</b> , <b>W 0,0086</b> , <b>NAOT 0,0250</b>
Kevad	<b>W 0,0104</b> , <b>NAOT 0,0109</b>	<b>AO 0,0406</b> , <b>W 0,0092</b> , <b>C -0,0244</b> , <b>NAOT 0,0284</b>
Suvi	<b>NAOG -0,0144</b> , <b>ASU 0,0416</b>	<b>NAOG -0,0135</b>
Sügis	<b>C -0,0243</b> , <b>EA 0,0064</b>	<b>C -0,0303</b> , <b>EA 0,0152</b>
Talv	<b>NAOPD 0,0302</b> , <b>NAOG 0,0214</b> , <b>AO 0,0041</b> , <b>W 0,0013</b> , <b>E -0,0003</b> , <b>EA 0,0060</b> , <b>POL 0,0124</b>	<b>NAOPD 0,0142</b> , <b>NAOG 0,0152</b> , <b>AO 0,0062</b> , <b>W 0,0021</b> , <b>E -0,0008</b> , <b>EA 0,0073</b> , <b>POL 0,0109</b>
Soe poolaasta	<b>NAOG -0,0000</b> , <b>C -0,0280</b>	<b>NAOG -0,0003</b> , <b>W 0,0415</b>
Külm poolaasta	<b>NAOPD 0,0063</b> , <b>NAOG 0,0068</b> , <b>AO 0,0008</b> , <b>W 0,0034</b> , <b>E -0,0031</b> , <b>NAOT 0,0008</b> , <b>EA 0,0038</b>	<b>NAOPD 0,0027</b> , <b>NAOG 0,0018</b> , <b>AO 0,0019</b> , <b>W 0,0017</b> , <b>E -0,0090</b> , <b>NAOT 0,0006</b> , <b>EA 0,0041</b>



**Joon. 6.** NAO indeksi (NAOPD, pidev joon) ja tsirkulatsioonivormi W esinemissagedus (katkendjoon) veebruaris ning nende lineaarsed trendid.

**Fig. 6.** Time series of NAO index (solid line) and of frequency of circulation form W in February, and their linear trends.



**Joon. 7.** Tsirkulatsioonivormide W, E ja C esinemissagedus külmal poolaastal (XI–III).

**Fig. 7.** Time series of circulation forms W, E and C during the cold period (XI–III).

- Ida-Atlandi kaugseose indeksile (EA) on iseloomulik tugev positiivne trend perioodil oktoobrist veebruarini. See näitaja iseloomustab läänevoolu tugevust Kesk- ja Lõuna-Euroopas. Õhutemperatuuril Eestis on positiivne seos EA indeksiga jaanuaris ja veebruaris (Jaagus, 2000a).
- Märtsikuus on märgata EAWR indeksi negatiivset trendi, mis peaks üldjoontes viitama põhjatsirkulatsiooni vähenemisele ja lõunatsirkulatsiooni suurenemisele.

- Maikuu esineb statistiliselt oluline kahanemistendents EAJ indeksil. See tähendab läänest tuleva õhuvoolu nõrgenemist, mis on põhimõtteliselt vastupidine muutus võrreldes talvisega. Samasugust muutust näitab ka NAOG indeksi negatiivne trend juunis ja juulis.
- ASU indeksi positiivne trend juulis ja augustis peaks tähistama lõunast tuleva õhuvoolu tugevnemist Ida-Euroopa lauskmaal. Olulist mõju see temperatuurile Eestis ei avalda.
- Tsirkulatsioonivormi C kestuse usaldusväärne vähenemine nii oktoobris kui ka sügisel tervikuna tähendab põhjast tulevate õhuvoolude harvemaks muutumist.

## 6. Tsirkulatsiooni muutuste mõju temperatuuri ja sademete muutustele

Tabelis 4 on toodud kokkuvõtte tingimusliku Mann-Kendalli testi kasutamise tulemustest tsirkulatsiooni ja temperatuuri trendide seosest. Iga kuu kohta on kirjas need tsirkulatsiooninäitajad, mille mõju arvestades kadus trend temperatuuri või sademete aegridades. Kui seos on negatiivne, siis on tabelis lisatud miinusmärk. Kui tsirkulatsiooninäitaja kirjendab küll ära olulise osa trendist, kuid mitte täies ulatuses, siis on lisatud tabelisse vastava lühendi juurde tärn. Kui tsirkulatsiooninäitaja lühend on rasvases kirjas, siis seos esines kõikide jaamade puhul.

Tulemused näitavad, et läänevoolu intensiivistumine Atlandi-Euroopa sektoris on tinginud kliima soojenemise Eestis talvekuudel. Jaanuari ja veebruari temperatuuri tõus on täielikult seletatav trendidega tsonaalse tsirkulatsiooni karakteristikutes, märtsi oma aga vaid osaliselt. NAO indeksitel mõjub oluline trend veebruaris ja märtsis, AO indeksil perioodil jaanuarist märtsini ning EA ja POL kaugseose indeksitel jaanuaris ja veebruaris. Tsirkulatsioonivorm W omab tõusutendentsi perioodil jaanuarist maini, kuid selle mõju temperatuurile avaldub vaid kolmel-neljal esimesel kuul. Samas omab langustendentsi tsirkulatsioonivorm E, millega on talvisel ajal seotud kõige külmemad ilmad. Sellel trendil on oluline negatiivne seos temperatuuriga.

Samade tsirkulatsiooninäitajate positiivsed trendid on viinud ka kogu talve ja külma perioodi temperatuuri tõusule. AO, W ja NAOT puhul esineb trend ka aasta keskmisel näitajal, mis on üheks teguriks, mis on põhjustanud aasta keskmise õhutemperatuuri kasvu. Soojenemist maikuu saab seostada EAJ kaugseose indeksi negatiivse trendiga. Korrelatsioonikordaja nende mai temperatuuri ja EAJ vahel on kõrge – keskmiselt  $-0,6$ . EAJ indeks väljendab läänevoolu intensiivsust soojal ajal. Siis aga kaasneb läänevoolule aktiivsem tsüklonaalne tegevus, pilves ja sajused ilmad, milliseid on aga mais vähemaks jäänud.

Kuna kevadkuude soojenemist ei õnnestunud täielikult seostada trendidega samal ajal toimunud tsirkulatsioonis, siis kasutati täiendavalt muutusi tsirkulatsioonis ka kevadele eelnenud talvel. Kevade soojenemine on väga suurel määral seotud tsonaalse tsirkulatsiooni tugevnemisega talvel. Mann-Kendalli testi tulemused näitavad, et talvise temperatuuri inerts avaldub kevadkuudel selgesti. Nii näiteks kirjeldavad märtsi soojenemise täielikult ära NAOPD, NAOG, NAOT ja EA indeksi trendid külmal perioodil (XI–III) ning osaliselt veebruaris ja talvel (XII–II). Tsirkulatsioonitüübi W esinemissagedus külmal ajal seostub ainult osaliselt märtsi soojenemistrendiga. Samas aga kirjeldab tsirkulatsioonitüübi E esinemissageduse negatiivne trend veebruaris tervenisti ära märtsi soojenemise.

Aprilli soojenemine seostub otseselt W sageduse ja NAO indeksite trendidega veebruaris, talvel ja külmal perioodil. Arktika ostsillatsiooni indeks, millele on omane palju tugevam trend, mõjutab kevadkuude soojenemist nii oma väärtusega jaanuaris ja veebruaris kui ka talvel ja külmal perioodil tervikuna. Huvitav on siinkohal märkida, et aprilli temperatuuri tõus on olulisel määral seotud tsonaalse tsirkulatsiooni tugevnemisega jaanuaris ja veebruaris, kuid mitte üldse märtsis. Maikuu soojenemine on vaid väga nõrgalt seotud eelneva talve NAO indeksite muutustega. Kui aprill seostub rohkem talve tsirkulatsiooniga, siis maikuu hoopis märtsi omaga. Kuigi korrelatsioon talvise tsirkulatsiooni ja mai temperatuuri vahel on nõrk, siiski see kaotab ära nõrga trendi mai temperatuuris.

Kevade (III–V) keskmise temperatuuri äärmiselt usaldusväärne ( $P < 0,001$ ) tõus on osaliselt seletatav külma perioodi (XI–III) tsonaalse tsirkulatsiooni (W, NAOPD, NAOG, NAOT) kasvuga. Viimasega on aga võimalik täielikult kirjeldada aasta keskmise temperatuuri olulist positiivset trendi kõikides jaamades. Aasta keskmise temperatuuri korrelatsioonikordajad tsirkulatsioonivormi W esinemissageduse ja NAO indeksitega külmal perioodil jäävad üksikutes jaamades vahemikku 0,55–0,69, kusjuures rannikujaamades olin seosed mõnevõrra tugevamad.

**Tabel 4.** Atmosfääri tsirkulatsiooninäitajad, mille trendid on statistiliselt olulisel määral seotud õhutemperatuuri ja sademete trendidega Eestis.

**Table 4.** Parameters of atmospheric circulation, the trends of which are significantly related to air temperature and precipitation trends in Estonia.

Periood	Temperatuur	Sademed
Jaanuar	AO, W, E–, EA, POL	AO*, W*, E*–, EA*
Veebruar	NAOPD, NAOG, AO, W, E–, NAOT, EA, POL	NAOPD, NAOG, AO, W, E–, NAOT, EA
Märts	NAOPD*, NAOG*, AO*, W*, NAOT	NAOPD*, NAOG*, AO*, W*, C*–, NAOT*
Aprill	W*	W
Mai	EAJ–	
Juuni		
Juuli		
August		
September		
Oktoober		C*–, EA, EAWR–
November		
Detsember		SCA–
Aasta	AO*, W*, NAOT*	AO*
Kevad	AO*, W*, NAOT*	AO*, W*, C
Suvi		NAOG–
Sügis		C–
Talv	NAOPD, NAOG, AO, W, EA, POL	NAOPD*, NAOG*, AO*, W*, E*–, POL*
Soe poolaasta		NAOG–
Külm poolaasta	NAOPD, NAOG, AO, W, E–, NAOT, EA	NAOPD*, NAOG*, AO*, W*, E*–, NAOT, EA*



Sademetekorrelatsioon atmosfääri tsirkulatsiooni näitajatega on tunduvalt madalam, kui õhutemperatuuril. See on põhjustatud nii sademete kujunemisest suures osas kohalike tegurite toimet, kui ka sademete mittehomoogeensusest ja väiksemast mõõtmistäpsusest.

Sademetepuhul on seosed muutustega atmosfääri tsirkulatsioonis suhteliselt sarnased temperatuuri muutustega. Peamised muutused esinevad talvisel ajal, kus sademete hulk on olulisel määral kasvanud. Need seostuvad läänevoolu tugevnemisega (NAO indeksid, AO, EA, W) ja vastavalt meridionaalse tsirkulatsiooni (E) nõrgenemisega.

Sademetekasvav trend oktoobris seostub tsirkulatsioonivormi C ja EAWR kaugseose indeksi negatiivse trendiga. Nad näitavad loodest ja põhjast tuleva õhuvoolu vähenemist ning kagust ja lõunast tuleva õhu osatähtsuse kasvu. Skandinaavia kaugseose indeksi SCA negatiivne trend detsembris tähistab kaguvoolu vähenemist. Kuid erinevalt sügisest, talvel tuleb kagust hoopis kuiva ja külma õhku, mis sademeid ei anna.

Üldiselt aga sademete trende soojal poolaastal, näiteks juunis, ei ole võimalik seostada atmosfääri tsirkulatsiooni näitajatega.

## 7. Kokkuvõte

Atmosfääri suuremõõtmelise tsirkulatsiooni karakteristikute ning Eesti õhutemperatuuri ja sademete trendianalüüs andis terve hulga olulisi tulemusi.

- 20. sajandi teisel poolel on aset leidnud väga tähelepanuväärsed muutused atmosfääri tsirkulatsioonis, mis on oluliselt mõjutanud õhutemperatuuri- ja sademeterežiimi Eestis. Suurimad muutused on toimunud külmal poolaastal. Sooja poolaasta jooksul saab täheldada üsna vähe muutusi nii tsirkulatsioonis kui ka temperatuuris ja sademete hulgas.
- Kõige tähtsamaks muutuseks on vaadeldaval ajavahemikul olnud läänevoolu intensiivsuse kasv külmal ajal. Selle tagajärjel on järjest enam sooja atlantilist õhku Eesti ilma kujundamas. Tagajärjena on keskmine õhutemperatuur talvekuudel kasvanud ca 2–3°C ja sademete hulk märgatavalt suurenenud.
- Kui kliima muutumine (temperatuuri tõus ja sademete hulga kasv) jaanuaris ja veebruaris on täielikult ära määratud tsirkulatsiooniliste näitajate poolt, siis märtsis on see nii ainult osaliselt. Märtsi soojenemine on olnud nii võimas, et ainuüksi tsirkulatsiooniga samal kuul on seda võimatu seletada. Selgus seos märtsi temperatuuri eelneva talve tsirkulatsiooni vahel. Tugev tsonaalne tsirkulatsioon talvel tingib varasema ja soojema kevade.
- On leitud üksikuid negatiivseid seoseid kaugseose indeksitega – EAJ temperatuuriga mais, EAWR (ja C tüübi esinemissagedus) sademetega oktoobris ning SCA sademetega detsembris.
- Üldiselt on korrelatsioon atmosfääri tsirkulatsiooni ning õhutemperatuuri ja sademete vahel tugevam Eesti rannikupiirkondades ja nõrgem sisemaal.
- Aasta keskmise õhutemperatuuri oluline kasv on statistiliselt olulisel määral põhjustatud tsonaalse tsirkulatsiooni intensiivistumisest eelneval talvel (külmal perioodil). Seega on Eesti kliima kogu soojenemine seletatav läänevoolu tugevnemisega, mis põhjustab talvel pehmemat ilma ja mille mõju kandub termilise inertsibil üle järgnevale kevadele.

## **Tänuavaldused**

Käesolev uurimus on teostatud Eesti Teadusfondi (grant nr. 4347) rahalisel toel.

## **Kirjandus**

- Bardossy, A., Caspary, H.J., 1990. Detection of climate change in Europe by analyzing European atmospheric circulation patterns from 1881 to 1989. *Theor. Appl. Climatol.*, 42, 155-167.
- Barnston, A.G., Livezey, R.E., 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1083-1126.
- Basher, R.E., Thompson, C.S., 1996. Relationship of air temperatures in New Zealand to regional anomalies in sea-surface temperature and atmospheric circulation. *Int. J. Climatol.*, 16, 405-425.
- Chen, D., Hellström, C., 1999. The influence of the North Atlantic Oscillation on the regional temperature variability in Sweden: spatial and temporal variations. *Tellus*, 51A, 505-516.
- Fu, C., Diaz, H.F., Dong, D., Fletcher, J.O., 1999. Changes in atmospheric circulation over northern hemisphere oceans associated with the rapid warming of the 1920s. *Int. J. Climatol.*, 19, 581-606.
- Giorgi, F., 2002. Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I: observations. *Climate Dynamics*, 18, 675-691.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Hurrell, J.W., 1996. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 665-668.
- Hurrell, J.W., 1998. Relationships among recent atmospheric circulation changes, global warming, and satellite temperatures. *Science Progress*, 81, 205-224.
- Hurrell, J.W., van Loon, H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36, 301-326.
- IPCC, 2001. *Climate change 2001: the scientific basis* (Eds. J.T. Houghton *et al*). Cambridge University Press, Cambridge.
- Jaagus, J., 1998. Climatic fluctuations and trends in Estonia in the 20th century and possible climate change scenarios. *Climate change studies in Estonia* (Eds. T. Kallaste, P. Kuldna). Stockholm Environment Institute Tallinn, 7-12.
- Jaagus, J., 1999. Uusi andmeid Eesti kliimast. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 28-38.
- Jaagus, J., 2000a. The influence of air pressure teleconnection patterns of the Northern Hemisphere on climate variation in Estonia. *Estonia Geographical Studies*, 8, 7-19.
- Jaagus, J., 2000b. The influence of atmospheric circulation on storminess and coastal erosion in Estonia. 3rd European Conference on Applied Climatology, Pisa, Italy, 16-20 October, 2000. CNR - IATA - Institute of Agrometeorology and Environmental Analysis for Agriculture, F.M.A. - Applied Meteorology Foundation. ISBN 88-900502-0-9. CD-ROM.
- Jaagus, J., 2002. Trends in air temperature and precipitation in Europe related to changes in large-scale atmospheric circulation. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Turkuensis*, 165, 62.
- Jaagus, J., Sepp, M., Tomingas, O., 2001. Atmosfääri suuremõõtmeline tsirkulatsioon kliima kujundajana Eestis ja kogu Euroopas. *Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat*, 33, 35-63.
- Jevrejeva, S., 2002. Influence of large-scale atmospheric patterns on the ice conditions in the Baltic Sea. *Tallinn Pedagogical University Dissertations on Natural Sciences*, 5.
- Jones, P.D., Jönsson, T., Wheeler, D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.*, 17, 1433-1450.
- Keevallik, S., Loitjäär, K., 1999. Euroopa ilmapuustrid ja sünoptiline situatsioon Eestis. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 123-132.

- Keevallik, S., Post, P., Tuulik, J., 1999. European circulation patterns and meteorological situation in Estonia. *Theor. Appl. Climatol.*, 63, 117-127.
- Keevallik, S., Rajasalu, R., 2000. Upper-air winds over Estonia and European circulation patterns. *Phys. Chem. Earth (B)*, 25, 173-176.
- Keevallik, S., Russak, V., 2001. Changes in the amount of low clouds in Estonia (1955–1995). *Int. J. Climatol.*, 21, 389-397.
- Kirde, K., 1939. Andmeid Eesti kliimast. Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi teaduslikud väljaanded, 3.
- Kozuchowski, K.M., 1993. Variations of hemispheric zonal index since 1899 and its relationships with air temperature. *Int. J. Climatol.*, 13, 853-864.
- Kozuchowski, K., Marciniak, K., 1988. Variability of mean monthly temperatures and semi-annual precipitation totals in Europe in relation to hemispheric circulation patterns. *Int. J. Climatol.*, 8, 191-199.
- Kryjov, V.N., 2000. North-eastern Europe long term climate variability. 3rd European Conference on Applied Climatology, Pisa, Italy, 16-20 October, 2000. CNR - IATA - Institute of Agrometeorology and Environmental Analysis for Agriculture, F.M.A. - Applied Meteorology Foundation. ISBN 88-900502-0-9. CD-ROM.
- Libiseller, C., Grimvall, A., 2002. Performance of partial Mann-Kendall test for trend detection in the presence of covariates. *Environmetrics*, 13, 71-84.
- NOAA Climate Prediction Center, 2002. <http://www.cpc.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html>.
- Paeth, H., Hense, A., Glowienka-Hense, R., Voss, R., 1999. *Climate Dynamics*, 15, 953-960.
- Post, P., Tuulik, J., 1999a. About the relationships between Estonian weather elements and European circulation patterns. *Phys. Chem. Earth (B)*, 24, 97-102.
- Post, P., Tuulik, J., 1999b. Temperatuuri- ja sademetejaotusest erinevate tsirkulatsioonitüüpide korral Eesti ja Saksamaa jaamades. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 134-143.
- Rodriguez-Puebla, C., Saenz, J., Garcia Casado, L.A., Encinas, A.H., 2000. Winter temperature variations over the Iberia peninsula associated with teleconnection indices. 3rd European Conference on Applied Climatology, Pisa, Italy, 16-20 October, 2000. CNR - IATA - Institute of Agrometeorology and Environmental Analysis for Agriculture, F.M.A. - Applied Meteorology Foundation. ISBN 88-900502-0-9. CD-ROM.
- Russak, V., 1999. Muutustest kliimaelementide aegridades varakevadises Eestis. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 52-59.
- Salinger, M.J., Mullan, A.B., 1999. New Zealand climate: temperature and precipitation variations and their links with atmospheric circulation 1930-1994. *Int. J. Climatol.*, 19, 1049-1071.
- Salmi, T., Määttä, A., Anttila, P., Ruoho-Airola, T., Amnell, T., 2002. Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates – the EXCEL template application MAKESENS. *Publications on air quality*, 31. Finnish Meteorological Institute, Helsinki.
- Sepp, M., 1999. Atmosfääri üldise tsirkulatsiooni tüüpide korduvuse seosed Eesti ilmastikuga. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 108-122.
- Sepp, M., Jaagus, J., 2002. Frequency of circulation patterns and air temperature variations in Europe. *Boreal Env. Res.*, 7, 273-279.
- Serreze, M.C., Walsh, J.E., Chapin III, F.S., Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W.C., Morison, J., Zhang, T., Barry, R.G., 2000. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change*, 46, 159-207.
- Steinrücke, J., 1996. Circulation indices, grosswetterlagen and precipitation frequencies in Europe. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellonskiego, Prace Geograficzne*, 102, 157-165.
- Thompson, D.W., Wallace, J.M., 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- Tomingas, O., Jaagus, J., 1999. Atmosfääri tsirkulatsiooni suuremõõtmelised kõikumised ja nende mõju avaldumine Eesti ilmastikus. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 96-106.



- Trenberth, K.E., 1990. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 71, 988-993.
- Tuulik, J., Post, P., 1999. Euroopa ilmapuuduste seotud õhumasside omaduste uurimine Eestis ja Kesk-Euroopas. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 144-155.
- Wibig, J., 1999. Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500 hPa level. *Int. J. Climatol.*, 19, 253-269.
- Wigley, T.M.L., Jones, P.D., 1987. England and Wales precipitation: a discussion of recent changes in variability and an update to 1985. *Int. J. Climatol.*, 7, 231-246.

## **Climate Change Tendencies in Estonia in Relation with Changes in Atmospheric Circulation during the Second Half of the 20th Century**

Jaak Jaagus

*Institute of Geography, University of Tartu*

### **Summary**

Northern Europe has experienced a significant warming of climate during the last decades. Expectedly, it is mostly induced by changes in atmospheric circulation. The objectives of this study are to analyse the time series of air temperature and precipitation in Estonia, to detect trends in the time series of parameters of atmospheric circulation, and to study to how large extent were the trends in temperature and precipitation related to the trends in atmospheric circulation during the second half of the 20th century.

The monthly, seasonal and annual mean air temperature and precipitation measured at ten stations in Estonia in 1951–2000 are used for time series analysis. The stations are rather evenly located on the territory, and show continuous and nearly homogeneous time series.

Atmospheric circulation is described using a great number of variables: NAO indices calculated using the data from Ponta Delgada, as well as from Gibraltar (abbreviations in this paper – NAOPD and NAOG, correspondingly); Arctic oscillation index (AO); the frequency of circulation forms W, E and C according to Vangengeim's and Girs's classification, and the Northern Hemisphere teleconnection indices determined by Barnston and Livezey and presented by the NOAA Climate Prediction Centre on the Internet. The following teleconnection patterns have been taken into analysis: North Atlantic Oscillation (NAOT), East Atlantic (EA), East Atlantic Jet (EAJ), East Atlantic/West Russia (EAWR), Scandinavia (SCA), Polar/Eurasia (POL) and Asian Summer (ASU).

Linear regression analysis and Mann-Kendall test are applied for trend analysis. Mean change by a trend is used as a main characteristic of the trend. It is calculated by multiplying the slope by the number of years (50). The trends are considered significant at  $p < 0.05$  level. Univariate Mann-Kendall test is used for detecting trends in single time series. Conditional Mann-Kendall test allows studying relations between two trends.

Mann-Kendall test detected a number of statistically significant trends in the time series of mean air temperature and precipitation in Estonia during 1951–2000. Mostly they reveal in the cold period. Annual mean air temperature has increased by 1.0–1.7°C. The highest warming is observed in March – 3–5°C per 50 years. A significant trend is also typical for April and May (at some stations). Warming by more than 3 degrees has also taken place in January and February, but usually it is not significant due to high variation in winter temperature. No trends were detected during the rest of the months.

Precipitation has also increased in Estonia during the last half of the century. But the results of the trend analysis are variable in space. At every station, a significant change has taken place



only in March. General increase in precipitation is observed also in January, February and June. At some stations, increase in precipitation is revealed also in October, November and December. Negative but insignificant trends in precipitation are found for some stations in April, July, August and September.

A number of remarkable trends have been detected in atmospheric circulation. Mostly they reflect the intensifying of westerlies during the cold half-year (W, NAOs, AO, EA, POL). Northerly circulation decreases in March and October (C, EAWR). Westerlies decrease in May (EAJ).

The tendency of increasing westerlies has caused the warming of winter in Estonia. In January and February, the trends in circulation describe full increase in temperature, and partly increase in March. Warming in spring is very much influenced by the increased zonal circulation during the previous winter. The air temperature is influenced by W (Jan, Feb, Mar), NAOPD, NAOG, NAOT (Feb, Mar for all), EA, POL (Jan, Feb for both). Circulation type E has a significant negative correlation with temperature in January and February, and EAJ teleconnection index in May.

Precipitation changes are quite similarly related with circulation trends. Higher westerlies and warmer winters occur together with higher precipitation and vice versa. Increase in October precipitation is caused by a negative trend in EAWR indices that means higher circulation from the south and southeast, and lower airflow from the north. Precipitation trend in December is negatively tied with the Scandinavian pattern (less SO and more NW circulation in Estonia). Precipitation increase in June is not explained by circulation.

## **Atmosfääri tsirkulatsiooni indeksid Eesti jaoks ja nende seos ilmastiku kõikumistega**

Oliver Tomingas  
*Tartu Ülikooli Geograafia Instituut*

### **1. Sissejuhatus**

Põhja-Euroopas Läänemere kaldal asuv Eesti on klimatoloogilisest aspektist väga huvitav piirkond, kuna asub üleminekuvööndis. Ilmastik on siin Atlandi ookeani ja Euraasia kontinendi mõjutuste tagajärjel väga muutlik (Eesti. Loodus, 1995). Atmosfääri tsirkulatsiooni peamiseks iseloomustajaks on aktiivne tsüklonaalne tegevus, so tsüklonite ja antitsüklonite tekkimine ja arenemine, edasilikumine ja hääbumine. Sellega on seotud õhu väga intensiivne nii tsonaalne kui ka meridionaalne ümberpaiknemine.

Käesoleva töö aluseks on olnud idee koostada Eesti ala kohal toimuvat atmosfääri tsirkulatsiooni kirjeldav lihtne numbriline näitaja, tsirkulatsiooniindeks, mis oleks suuremõõtmelise tsirkulatsiooni manuaalsetest klassifikatsioonidest objektiivsem ja välja töötatud just nimelt Eesti asendist lähtuvalt. Töö eesmärkideks oli koostada tsirkulatsiooniindeksid Eesti jaoks, teha kindlaks indeksite väärtustes viimastel aastakümnetel esinenud trendid ning analüüsida seost indeksite ja Eesti ilmastiku kõikumiste vahel.

### **2. Tsirkulatsiooniindeksid**

Üldistatult võib öelda, et tsirkulatsiooniindeks kujutab endast spetsiaalse meetodika järgi leitud arvnäitajat, mis kirjeldab atmosfääri tsirkulatsiooni ajalist muutlikkust mingis piirkonnas. Võib tuua välja teatud põhiprintsiibid, millest see "spetsiaalne meetodika" lähtub.

- 1) Tsirkulatsiooniindeks põhineb õhurõhu andmetel. Sealjuures võidakse kasutada nii merepinnale taandatud kui ka kõrgemate isobaarpindade (500 hPa, 700 hPa jne) andmeid, nii konkreetsetes punktides (jaamades) mõõdetud väärtusi, kui ka võrgustikupunktidest keskmistatud väärtusi, nii anomaaliatena, kui normeerituna.
- 2) Indeksi aluseks on harilikult vastastikuses sõltuvuses, tavaliselt selgelt vastasfaasis olevad õhurõhu keskmed, mis on tehtud kindlaks ulatuslikus õhurõhu väljas esinevate pikaajaliste võnkumiste jälgimisel. Sellistele rõhukeskmetele on saadud järele õhurõhu andmete sihipärase analüüsiga, näiteks peakomponentanalüüsiga. Nimetatud sõltuvate keskmete olemasolu nõue ei ole seaduseks. Indeksi võib põhimõtteliselt koostada ka sõltumatu õhurõhuga piirkondade andmete alusel, eriti sel juhul, kui tegu on suhteliselt väikese alaga.
- 3) Indeks püüab mingil viisil edasi anda õhurõhu erinevust nende võnkumiskeskmete vahel. Üldjuhul tähendab see lahutamistehet, st ühe piirkonna (punkti) õhurõhu väärtusest lahutatakse teine. Kuna õhurõhu erinevustest sõltub otseselt õhurõhu gradient kahe piirkonna vahel ning sellest omakorda õhu liikumise põhjuseks oleva gradientjõu suurus, peaks tulemusena saadav numbriline näitaja kajastama

tsirkulatsiooni intensiivsust kahe piirkonna vahel. Lisatingimuseks on siin muidugi andmete ajaline ühilduvus ja võrreldavus. Kahe õhurõhu aegrea muutlikkus on reeglina erinev, mistõttu “tooreid” rõhuväärtusi tavaliselt eelnevalt teisendatakse (standardiseeritakse). Ka lahutamise tagajärjel saadud indeksi enda väärtust võidakse hiljem teisendada (korrutada täisarvu saamiseks kümnega läbi vms).

- 4) Et indeks oleks füüsikaliselt võimalikult korrektne, peab uurija sageli arvestama peale gradientjõu ka muude mõjuvate jõududega (näiteks Coriolisi jõud suurtel laiustel). Lisaks peab uurijal olema mingi arusaam tsirkulatsiooni iseärasustest teda huvitavas piirkonnas. Teisisõnu, koostades tsirkulatsiooniindeksi, usub uurija (või on talle antud põhjust uskuda), et tema poolt väljapakutud number tsirkulatsiooni tõesti iseloomustab. Maakeral asuva kahe suvalise punkti vaheline rõhuerinevus ei pruugi veel ilmtingimata nendevahelist tsirkulatsiooni kirjeldada.

Üks väga levinud arvutuslik võte, mida enne indeksi leidmist kasutatakse, on õhurõhu andmete normeerimine. Normeeritud tunnuse mõiste on statistika teoorias ja praktikas küllalt levinud. Mingite tunnuste normeerimist (standardiseerimist) kasutatakse peamiselt selleks, et elimineerida eri mõõtühikute ja ka eri suurusjärgude mõju võrreldavatele tunnustele. Teisisõnu tehakse normeerimise teel erinevatel skaaladel mõõdetud suurused omavahel võrreldavaks.

Normeerimisel ja standardiseerimisel tuleks siiski teha selget vahet. Tunnuse normeerimiseks jagatakse tunnuse väärtused pikaajalise standardhälbega. Standardiseerimine tähendab tunnuse tsentreerimist ja normeerimist (Tiit, 1995). Tunnuse tsentreerimiseks lahutatakse tema väärtustest keskväärtus.

Saadud standardiseeritud tunnuse keskväärtus on võrdne nulliga ja standardhälve on üks. Rõhutada tuleb seda, et ei ole olemas ühtset ja üldkasutatavat meetodikat indeksi arvutamiseks. Ükski meetod ei ole iseenesest õige või vale ning indeksi koostamisel tuleb ikkagi lähtuda konkreetsest eesmärgist.

Tsirkulatsiooniindeksid võivad töötada väga erinevates ruumi- ja ajaskaalades. Indeks võib olla nii lihtne või keeruline, kui uurija parasjagu soovib. Näiteks võib lihtne indeks arvestada rõhkude vahet  $60^\circ$  ja  $30^\circ$  põhjalaiuse vahel piki üht meridiaani, keeruline indeks võib aga kasutada 23 omavektorite analüüsil saadud funktsiooni. Seejuures ei tähenda “lihtne” tingimata halba ja “keeruline” head. Ka küllaltki lihtne indeks võib olla väga hea atmosfääri tsirkulatsiooni kirjeldaja ja “püüda kinni” suurema osa märgatavalt keerulisemate tehnikate abil edasiantavast varieeruvusest (Yarnal, 1993). Näiteks PNA (Vaikse ookeani – Põhja Ameerika) kaugseose indeks kasutab troposfääri keskosa kolme isobaarpinna kõrguse normeeritud hälbeid (Yarnal, Diaz, 1986), kuid suudab vastava kaugseose mustri (*PNA teleconnection pattern*) seisundit suurepäraselt edasi anda. Määrav on siinjuures empiiriline ja teoreetiline töö, mida enne indeksi koostamist on tehtud. Ilma selleta kipub indeks jääma pealiskaudseks.

Pärast indeksi koostamist seostab uurija selle teda huvitava keskkonnanäitajaga, tehes seda tavaliselt lihtsat korrelatsioonikoefitsienti kasutades. Et indeks koostatakse keskkonnast sõltumatult, on indekseerimise puhul tegu nn klassifikatsioon–keskkond meetodiga (Yarnal, 1993). Ingliskeelses klimatoloogiaalases kirjanduses (Barry, Perry, 1973; Yarnal, 1993) kasutatakse indeksi koostamise tähenduses terminit *indexing*. Eestikeelse vastena sellele sobib autori arvates kasutada ka mõistet “indekseerimine”.

Kui uskuda Barry ja Perry (1973) raamatut, siis pani tsirkulatsiooniindeksi koostamisele kui meetodilisele võttele aluse USA meteoroloog H.H. Clayton, kes kasutas



esimesena tsirkulatsiooni intensiivsuse iseloomustamiseks spetsiaalset õhurõhu andmetest leitud suhtarvu – indeksit. Kuigi Claytoni nimi on jäänud (vähemalt väljaspool USA-d) suhteliselt tundmatuks, on tema kontseptsiooni järgnevatel kümnenditel edukalt rakendanud ja edasi arendatud.

Briti meteoroloog Sir Gilbert Thomas Walker leidis 1930ndatel aastatel globaalseid merepinnale taandatud õhurõhu kaarte analüüsides kolm suurt ostsillatsiooni: Põhja-Atlandi ostsillatsioon, lõunaostsillatsioon ja Vaikse ookeani põhjaosa ostsillatsioon. Walkeri teeneks on nimetatud ostsillatsioone kirjeldavate indeksite rakendamine punktväärtustele. See on põhimõte, mis on tänapäeval muutunud üldkasutatavaks.

Teine uurija, kelle töodes Claytoni loodud indeksi kontseptsioon edukalt rakendust leidis, oli rootsi meteoroloog Carl-Gustav Rossby, kes kasutas planetaarsete termobaariliste lainete (Rossby lainete) omaduste kirjeldamiseks omanimelist tsonaalset indeksit.

Uus viljakas periood nii suuremastaabiliste kui regionaalsete indeksite loomises ja kasutamises saabus 20. sajandi viimasel veerandil, mida iseloomustas plahvatuslikult kasvanud huvi atmosfääris esinevate võnkumiste, eriti ENSO – *El Niño/Southern Oscillation* (Yarnal, Diaz, 1986; Fraedlich, Müller, 1992; Ropelewski, Halpert, 1987; Yin, 1994; Diaz, Hoerling, Eischeid, 2001) ja Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAO) nähtuse vastu (van Loon, Rogers, 1978; Wallace, Gutzler, 1981; Rogers, 1984; Hurrell, 1995; Rogers, 1997; Hurrell, van Loon, 1997; Jones *et al.*, 1997). Selliste võnkumiste erinevaid faase hakati iseloomustama vastavate indeksitega. Erinevad andmestikud muutusid uurijatele Interneti kaudu kättesaadavaks ja see soodustas ka indeksite kui atmosfääri tsirkulatsiooni kirjeldavate arvnäitajate levikut ja kasutamist. Üha innukamalt hakati leidma seoseid suuremastaabilise tsirkulatsiooni indeksite ja kohalikku ilmastikku, viimasel ajal ka kogu looduseskkonda laiemalt kirjeldavate näitajate vahel.

Teaduslikke artikleid, milles uuritakse suuremõtmelise tsirkulatsiooni ja regionaalse kliima muutlikkuse vahelisi seoseid kasutades tsirkulatsiooniindekseid, võib leida suurel hulgal (Harrington, Harman, 1985; Brazel, Nickling, 1987; Kozuchowski, 1993; Jones *et al.*, 1993; Conway *et al.*, 1996; Woodhouse, 1997; Chen, 2000; Jacobeit *et al.*, 2001).

Eesti ilmastiku näitajate seoseid NAO indeksiga on samuti uuritud (Russak, 1999; Tomingas, Jaagus, 1999; Jaagus *et al.*, 2001). Leiti, et Põhja-Atlandi ostsillatsiooni toime Eesti ilmastikule on suvel ja talvel erinev. Kõige kõrgemad korrelatsioonikordajad NAO indeksi ja õhutemperatuuri vahel esinevad külmal poolaastal. Tugevaim korrelatsioonikordaja 0,665 leiti NAO indeksi ja detsembri–märtsi keskmise temperatuuri vahel (Tomingas, Jaagus, 1999). Kui talvel toob tugev läänevool Eestisse soojemat merelist õhku, siis suvisel ajal pole NAO indeksi seos temperatuurioludega nii üheselt määratud. Võib oletada, et NAO positiivsete anomaaliade korral tugevneb Assoori maksimumi toime Euroopa ilmastikule ja kõrgrõhkonna tingimustes tõuseb ka õhutemperatuur kõrgemale. NAO indeksi negatiivsete väärtuste korral suvisel ajal domineerib õhuvool põhjakaartest, mis põhjustab jahedamat ilma.

Sademetes seosed NAO indeksitega on juba palju nõrgemad. Korrelatsioonikordajad ei ole reeglina kõrgemad kui 0,3. See seos on talvepoolaastal positiivne ja suvepoolaastal negatiivne (Tomingas, Jaagus, 1999). NAO indeksi seosed



õhurõhu ja päikesepaiste kestusega on veelgi nõrgemad. Üldiselt on nende seosed sademetega võrreldes vastasmärgilised.

Väga tugev negatiivne seos esineb NAO indeksi ja lumikatte kestuse ning Läänemere maksimaalse jäätumise vahel (Tomingas, Jaagus, 1999; Jevrejeva, Moore, 2001). Seda saab lihtsalt põhjendada nii lumikatte kestuse kui jäätumise tugeva sõltuvusega õhutemperatuurist.

Lisaks suuremastaabilistele tsirkulatsiooniindeksitele on koostatud mitmeid tsirkulatsiooniindekseid ka väiksemate piirkondade kohta. Siiski on täheldatud, et indekseerimine kui sünoptilise klimatoloogia meetod on laialdasemat kasutamist leidnud just suuremas skaalas toimuva tsirkulatsiooni kirjeldamisel. Samas ei ole kindlaid tõendeid, et indekseerimine väiksemas skaalas peaks ilmtingimata andma halvema tulemuse (Yarnal, 1993). On selge, et kui eesmärgiks on seatud tsirkulatsiooni regionaalsete iseärasuste edasiandmine, nagu antud töö puhul, siis suuremastaabiline indeks enam ei rahulda. Kui territoriaalne ulatus on liiga suur, kipub nõrgenema seos meid huvitava kitsama piirkonnaga. Regionaalseks indekseerimiseks sobiva ruumilise skaala leidmine on seega väga olulise tähtsusega.

Suhteliselt paljudes sünoptilise klimatoloogia valdkonna töödes on seostatud ENSO või NAO indeksit mingi kitsama piirkonna ilmastiku näitajatega (Yarnal *et al*, 2001). Speer ja Leslie (1997) seostasid kõrgrõhuharjade esinemist Austraalias ENSO kõikumistega, Dilley (1997) uuris, kuidas on ENSO nähtusega seotud Mehhiko maisisaagid, Stefanick jt (1998) sidusid NAO indeksi kõrge õhurõhuga ilmatüüpidega, Chen ja Hellström (1999) analüüsisid NAO indeksi ja temperatuurikõikumiste vahelisi seoseid Rootsi näitel.

Indekseerimist on kasutatud ka sademete varieeruvuse uurimiseks. Lyons ja Bonell (1992) koostasid indeksid, et uurida sademete esinemist erinevate tsirkulatsiooniolukordade puhul Queenslandis, Austraalias; Inamdar ja Singh (1993) kasutasid regressioonivõrrandeid, et näidata seoseid suuremastaabiliste indeksite ja 700 hPa isobaarpinna kõrguste vahel Aasia mussooni tingimustes; Kutiel jt (1996) koostasid tsirkulatsiooniindeksid Vahemere regiooni ja Euroopa jaoks ning seostasid need sademete esinemisega terves Vahemere piirkonnas. Spellman (1997) hindas sagedasti kasutatava tsonaalse indeksi efektiivsust Inglismaa ja Walesi sademete hulkade kirjeldamisel ning Bonsal jt (1999) seostasid atmosfääri tsirkulatsiooni Kanada sademete muutlikkusega. Maheras ja Kutiel (1999) vaatlesid temperatuurirežiimi ajalist ja ruumilist muutlikkust Vahemere kohal, kasutades meridionaalset ja tsonaalset indeksit. Hanssen-Bauer ja Førland (1998) uurisid indeksite abil atmosfääri tsirkulatsiooni mõju sademete ja õhutemperatuuri muutlikkusele Teravmägedel.

### 3. Andmed

Antud töös on Eesti ala tsirkulatsiooni kirjeldavate indeksite koostamisel lähtutud järgnevatest põhimõtetest:

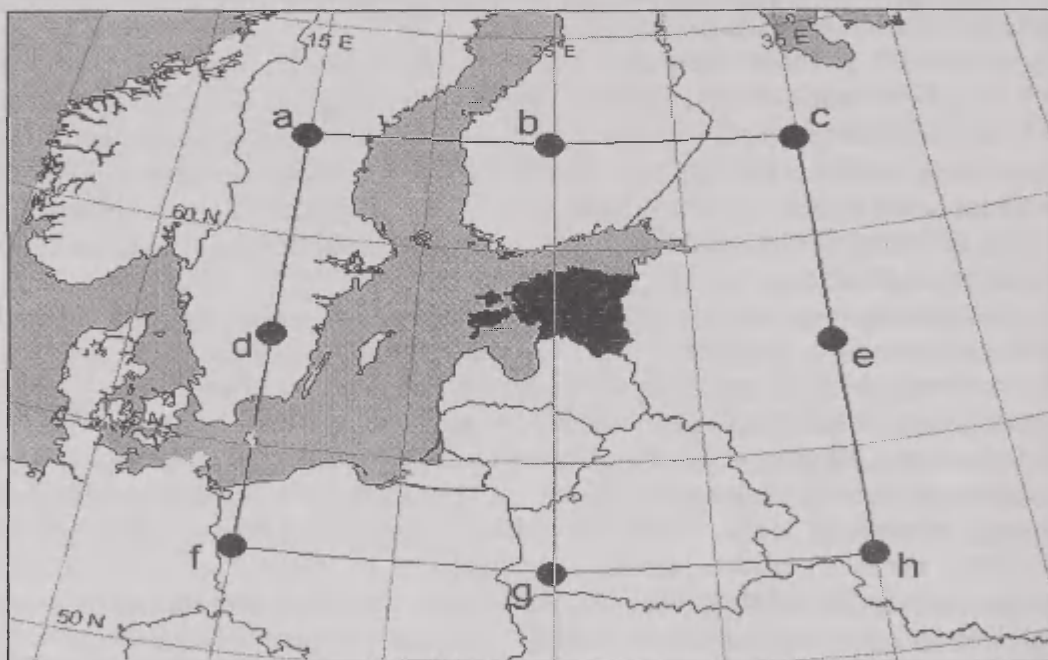
- 1) indeks peab kirjeldama Eesti territooriumi kohal toimuvat tsirkulatsiooni, st indeks tuleks koostada nii, et see oleks esinduslik Eesti ala kohta;
- 2) indeksi arvutamisel aluseks olev õhurõhu andmestik peab võimaldama koostada Eesti jaoks nii tsonaalse kui ka meridionaalse indeksi;

3) indeks peab kirjeldama vaid kõige üldisemaid aastaajalisi ja aastatevahelisi muutusi Eesti ala tsirkulatsioonitingimustes, seega piisab indeksi leidmisel õhurõhu andmetest kuu ja aastaaja keskmiste väärtuste tasemel;

4) indeks peab olema suhteliselt lihtne, st indeksi aluseks olevad füüsikalised seosed ja kasutatav arvutusskeem oleksid arusaadavad ka väljaspool erialateadlaste ringi;

5) indeksi aegrida peab olema võimalikult pikk, et tagada indeksi dünaamika kirjeldamisel ja indeksi ning ilmastiku näitajate vaheliste seoste leidmisel piisav statistiline usaldusväärsus.

Tsirkulatsiooniindeksite koostamiseks kasutati kaheksa Eestit ümbritseva võrgusilma (joon. 1) õhurõhu väärtusi andmestikust, mis sisaldab võrgustikupunktidest interpolateeritud päeva keskmise merepinnale taandatud õhurõhu väärtusi terve põhjapoolkera jaoks perioodil 1881–1997. Vastav fail saadi Ühendatud Kuningriigi Meteoroloogiateenistusest (*UK Meteorological Office*). Andmestiku võrgusilma suurus on 5 laiuskraadi korda 10 pikkuskraadi.



**Joon. 1.** Kasutatud võrgusilmade keskpunktide asukohad.

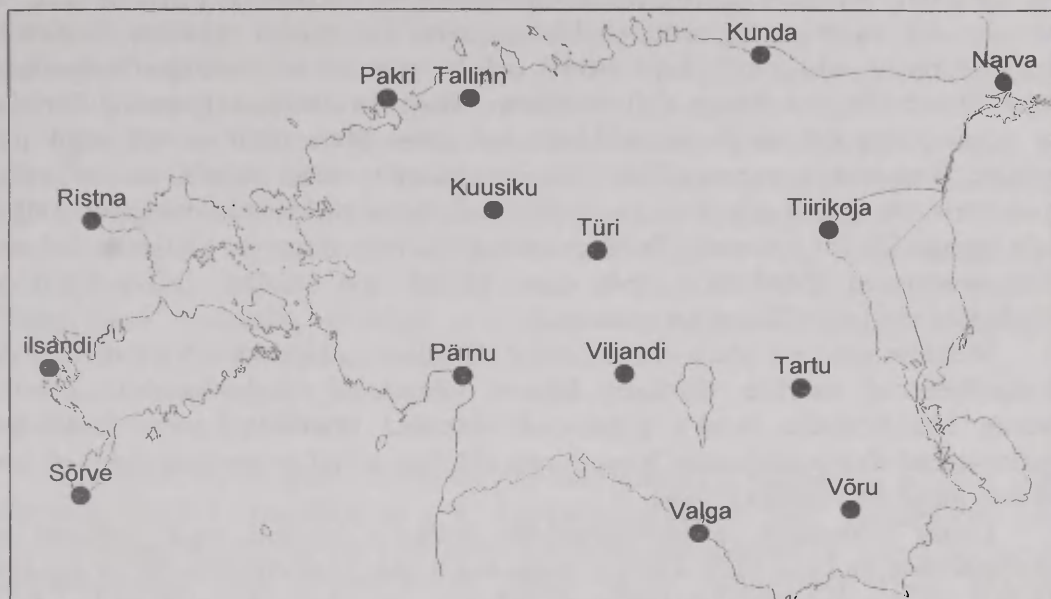
**Fig. 1.** Location of grid points used in this study.

Valitud võrgusilmade päevastest andmetest arvutati õhurõhu keskmised väärtused kaheteistkümne kuu ja nelja aastaaja (kevad – märts, aprill, mai jne) Saadud kuu ja aastaaja keskmisi väärtusi kasutati hiljem tsirkulatsiooniindeksite arvutamisel.

Eesti ilmastikku kirjeldavatest andmetest on antud töös kasutatud 15 Eesti ilmajaama (joon. 2) õhutemperatuuri, sademete ja lumikatte andmeid. Õhutemperatuuri puhul kasutati kuu keskmisi väärtusi, sademete puhul aga kuu sademete summasid, mis aastaajaks iseloomustavate väärtuste saamiseks kas keskmistati (õhutemperatuuri puhul) või summeeriti (sademete puhul). Lumikatte andmetest on aga antud töös kasutatud terve

talve lumikatte tingimuste iseloomustamiseks vaid ühte arvnäitajat, milleks on lumikatte kestus päevades.

Hilisemat korrelatsioonanalüüsi tulemuste võrreldavust silmas pidades püüti kasutada kõikide jaamade ja ilmastiku näitajate jaoks ühtse perioodi andmeid. Selleks perioodiks valiti 1946–1997. Paraku ei olnud aga mitmel juhul võimalik nii varaseid andmeid kasutada ning leppida tuli 52st aastast mõni aasta lühema perioodiga.



Joon. 2. Kasutatud Eesti ilmajaamade asukohad.

Fig. 2. Location of stations in Estonia used in this study.

## 4. Metoodika

### 4.1 Indeksite arvutamise metoodika

Käesolevas töös tsirkulatsiooniindeksite leidmiseks rakendatav meetod pole täiesti identsel kujul varem kasutatust leidnud, kuid järgib oma põhimõttelt lihtsat meetodit, mida on juba kasutatud Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAO) indeksite leidmiseks merepinnale taandatud õhurõhu väärtustest jaamade andmete alusel (Hurrell, 1996; Jones *et al*, 1997). Antud töös on läbi viidud ka õhurõhu väärtuste ruumiline keskmistamine, mida nimetatud autorid ei ole kasutanud, kuid see erinevus ei vähenda oluliselt lähenemiste sisulist kokkulangevust.

Esimese etapis eraldati tervet põhjapoolkera hõlmavast andmestikust kaheksa Eestit ümbritseva võrgusilma õhurõhu aegread. Nende võrgusilmade päevastest andmetest arvutati õhurõhu keskmised väärtused kaheteistkümne kuu ja nelja aastaaja jaoks, mis said kõigi edasiste arvutuste aluseks.

Järgnevalt keskmistati kolme lõunapoolse punkti f, g ja h õhurõhud (joon. 1), mille tagajärjel saadi üks keskvärtus lõunasuuna jaoks. Samal viisil leiti keskmised väärtused ka põhja-, ida- ja läänesuuna jaoks.



Edasi viidi läbi saadud nelja suuna keskmiste väärtuste standardiseerimine. Selleks lahutati esmalt üksikväärtusest maha perioodi 1881–1997 keskmine ning jagati seejärel tulemus sama perioodi pikaajalise standardhäälbega. Tsonaalne ehk ida–lääne suunalise tsirkulatsiooni indeks saadi sel viisil, et lõunasuuna standardiseeritud õhurõhu väärtusest lahutati põhjasuuna standardiseeritud õhurõhu väärtus.

Saadud dimensioonitu indeksi positiivsed väärtused tähendavad keskmisest tugevamat õhuvoolu läänest, negatiivsete väärtuste korral on see keskmisest nõrgem. Nii tsonaalse kui ka teiste koostatud indeksite juures on indeksi arvutuse füüsikalise interpreteerimise seisukohalt tähtis meeles pidada, et õhku, mis hakkab rõhugradiendi mõjul liikuma kõrgema rõhuga alalt madalama rõhuga ala suunas, kallutatakse Coriolisi jõu mõjul põhjapoolkeral paremale. Lisaks eeldatakse lihtsustatult, et õhk liigub piki isobaare, kasutatakse geostroofilist lähendit. Rangelts võttes kehtib see nn vabas atmosfääris, kus hõõrdumist arvestada ei tule. Tuul maapinna kohal kaldub geostroofilise tuule suunast 15–30° vasemale. Eelkõige määrab tuulenihke suuruse aluspinna iseloom. Mida suurem on hõõrdumine, seda enam kaldub tuul vasakule. Mere kohal on hõõrdumine oluliselt väiksem kui maismaal.

Meridionaalne ehk põhja–lõuna sihiline tsirkulatsiooni indeks leiti nii, et idasuuna standardiseeritud õhurõhu väärtusest lahutati läänesuuna standardiseeritud õhurõhu väärtus. Meridionaalse indeksi positiivsed väärtused tähendavad seega keskmisest intensiivsemat õhuvoolu lõunast. Negatiivsete väärtuste korral on see keskmisest nõrgem või asendunud õhuvooluga põhjast.

Lisaks tsonaalsele ja meridionaalsele indeksile koostati eraldi indeksid ka vaheilmakaarte jaoks – edela–kirde ja kagu–loode ehk vastavalt SW–NE ja SE–NW indeksid. Selle meetodilise võtte idee oli pöörata andmevõrgustiku telge 45 kraadi, et arvutada indeksid ka vaheilmakaarte jaoks ja uurida, millist täiendavat informatsiooni need indeksid tsirkulatsiooni kirjeldamiseks annavad. SW–NE ja SE–NW indeksite leidmiseks kasutati võrgusilmade keskpunkte b, d, e ja g. Arvutusskeem oli muus osas analoogne tsonaalse ja meridionaalse indeksi puhul kasutatuga.

Edela–kirde indeks arvutati sel viisil, et kagusuuna punktide e ja g õhurõhu keskmise standardiseeritud väärtusest lahutati loodesuuna punktide b ja d õhurõhu keskmise standardiseeritud väärtus. Kagu–loode indeks leiti nii, et kirdesuuna punktide b ja e keskmise õhurõhu standardiseeritud väärtusest lahutati edelasuuna punktide d ja g keskmise õhurõhu standardiseeritud väärtus.

Vastavalt vaheilmakaarte indeksite puhul kasutatud valemitele tähendavad edela–kirde indeksi positiivsed väärtused keskmisest tugevamat õhuvoolu edelast (kagu–loode indeksi puhul kagust), negatiivsete väärtuste korral on see mõlemal juhul vastavalt keskmisest nõrgem või hoopis vastupidine.

Antud töös kasutatav ruumimõõde vastab sünoptilisele mastaabile ning lähenemist võib sünoptilises klimatoloogias levinud terminite alusel nimetada regionaalseks, kuna keskendutakse kindlale, suhteliselt väikesele regioonile – Eestile.

Tulenevalt õhurõhu väärtuste standardiseerimisest on indeksitel ka üks standardiseeritud tunnuse omadus. Iga koostatud indeksi aritmeetiline keskmine on null. Seda aga vaid juhul, kui arvutada need näitajad indeksi standardiseerimiseks valitud perioodi kohta. Standardiseerimistehte (standardhäälbega läbi jagamise) tõttu puudub indeksil mõõtühik. Indeks on seega dimensioonitu suurus, õigemini väljendab muutust standardhälbe ühikutes. Indeksit võib tõlgendada nii, et kui näiteks tsonaalse indeksi



väärtus aprillis on -1,5, siis tähendab see, et lõuna- ja põhjasuuna vaheline õhurõhu erinevus selles konkreetsetes aprillikuus on olnud poolteise standardhälbe võrra lõunasuuna kahjuks kui aprillis keskmiselt. Siit tuleneb otseselt, et selles aprillis on õhuvool läänest olnud nõrgem kui perioodi keskmisena. Sealjuures ei saa me indeksi numbrilisest väärtusest endast kunagi välja lugeda seda, millised on olnud tegelikud õhurõhu väärtused kummaski suunas.

Arvutamisel kasutatud lahutamistehe tähendabki seda, et indeks ei arvesta mitte niivõrd konkreetsete kahel pool Eestit esinevate keskmistatud õhurõhu väärtustega, vaid annab edasi nende erinevust (vahet), ehk seda, mis määrab ära meid huvitava gradiendi suuruse ning sellega ka keskmise tsirkulatsiooni intensiivsuse.

Standardiseerimine tagab seejuures võrreldavuse keskmise erinevusega, sest mõlema suuna õhurõhk on seotud kummagi pikaajalise keskmisega ja nende muutlikkuse määr on standardiseeritud omavahel võrreldava suuruse – standardhälbe abil.

Kui indeks on võrdne nulliga, siis ei tähenda see mitte konkreetsete standardiseeritud keskmiste õhurõhu väärtuste võrdsust kahel pool Eestit ja keskmise rõhugradiendi puudumist, vaid seda, et gradient on parasjagu nii suur, kui suur see on olnud pikaajalise keskmisena.

#### 4.2. Statistiline andmetöötlus

Koostatud tsirkulatsiooniindeksite ja Eesti ilmastiku kõikumiste vahelise seose leidmisel kasutati korrelatsioon- ja regressioonianalüüsi. Nii korrelatsioon- kui regressioonianalüüs on rakendatavad juhul, kui uuritavad tunnused on normaaljaotusega. Ilmastikuandmed olid normaaljaotuse suhtes varem kontrollitud. Kuna indeksite väärtused olid suure varieeruvusega, otsustati vastavus või mittevastavus normaaljaotusele Kolmogorov-Smirnovi testi alusel, võttes olulisusnivooks 0,05. Seda olulisusnivood on kasutatud kõigi töös esinevate statistikameetodite puhul.

Antud töös arvutati kõigi ilmajaamade kuu ja aastaaja keskmise õhutemperatuuri, sademete summa ja lumikatte kestuse ning kuu ja aastaaja tsirkulatsiooniindeksite vahelised Pearsoni korrelatsioonikordajad ( $r$ ) perioodi 1946–1997 kohta. Üksikutel juhtudel on periood lühem. Oluliseks loeti statistilisi seoseid siis, kui nad vastasid  $P < 0,05$  tasemele.

Tsirkulatsiooni indeksite aegridades esinevaid trende perioodil 1946–1997 analüüsiti lineaarse regressioonianalüüsi meetodil. Lineaarse korrelatsiooni puhul kahe muutuja vahel on tõusu ja Pearsoni korrelatsioonikordaja olulisustõenäosused võrdsed. Korrelatsioonikordajate (ja tõusude) statistilist olulisust hinnati t-testiga kasutades EXCELi moodulit *Regression*.

Perioodi 1946–1997 kohta läbiviidud testi tulemused näitasid, et enamik koostatud kuu- ja aastaaja tsirkulatsiooniindeksitest on normaaljaotusega. Siiski leidis üksikuid indekseid, mis normaaljaotusest usaldusväärselt erinesid. Sellised olid tsonaalne indeks jaanuaris, juunis ja sügisel; meridionaalne indeks augustis, edela–kirde indeks oktoobris ja kevadel ning kagu–loode indeks märtsis ja juulis.

Kuna parameetriliste korrelatsioonikordajate kasutamine ei ole sellistel juhtudel õigustatud, tuleks normaaljaotusele mittevastavate indeksite puhul kasutada mitteparameetrilist korrelatsioonanalüüsi. Sagedamini kasutatav mitteparameetiline korrelatsioonikordaja on Spearmani astak-korrelatsioonikordaja (Spearmani  $R$ ).

Mitteparameetriline korrelatsioonanalüüs ei eelda midagi muutujate jaotuste kohta, kasutades tunnuste esialgsete väärtuste asemel nende järjekorranumbreid variatsioonreas. Seega hinnatakse tunnuse järjestuse sarnasuse määra.

Kontrollimaks, kuidas normaaljaotusest erinemine tulemusi mõjutab, leiti tsonaalse indeksi ja Eesti jaamade kuu keskmiste õhutemperatuuride vahelised Spearmani astak-korrelatsioonikordajate väärtused. Reeglina on Pearsoni korrelatsioon rangem. Ka antud juhul osutusid Spearmani astak-korrelatsioonikordajad statistiliselt alati olulisemaks kui Pearsoni korrelatsioonikordajad, mistõttu ei teki meil tulemuste puhul suurt sisulist erinevust, kui otsustame seose tugevuse varem leitud Pearsoni korrelatsioonikordajate alusel.

#### *4.3. Mann-Kendalli test*

Täiendava aegridade uurimise meetodina kasutati antud töös mitteparameetrilist Mann-Kendalli testi. Mitteparameetrilised testid on statistilises andmeanalüüsis kasutatavad testid, mille kasutamine ei eelda andmete vastavust mingile konkreetsele sagedusjaotusele, mistõttu nende kasutamine on alati korrektne. Mann-Kendalli testi kasutatakse aegreas esineva trendi leidmiseks keskkonnateadustes laialdaselt, kuna see on suhteliselt lihtne, ei nõua andmete vastavust mingile kindlale jaotusele ja selle puhul on lubatud puuduvad väärtused aegreas.

Testi ühemuutujalise esmavariandi avaldas Mann (1945), hiljem on mitmemuutujalise testi teooriat arendanud Hoerning (1948), Kendall (1975) ning Dietz ja Killeen (1981). Viimase paarikümne aasta jooksul on keskkonnateaduste rakendusala andnud tõuke mitmete uute seda tüüpi testide esilekerkimiseks (Libiseller, Grimvall, 2002). Mann-Kendalli testi on kasutatud ka klimatoloogia-alastes töödes (Hanssen-Bauer, Førland, 1998).

Mann-Kendalli testide üldpõhimõte on määrata kindlaks kõigi aegrea järjestikuste väärtuste paarikaupa arvutatavate vahede märk, kusjuures iga aegrea elementi võrreldakse kõigi talle eelnevate elementidega.

Kasvav trend aegreas esineb juhul, kui on kasvavaid väärtuste paare oluliselt suurem arv kui kahanevaid. Analoogselt on tegemist kahaneva trendiga, kui enam väärtuste paare kahaneb kui kasvab.

Aegridade testimiseks kasutati Claudia Libiselleri poolt Exceli keskkonna jaoks välja töötatud Mann-Kendalli statistiku arvutamise programmi. Kasutatud programm on kättesaadav aadressil [www.mai.liu.se/~cllib/welcome/PMKtest.html](http://www.mai.liu.se/~cllib/welcome/PMKtest.html).

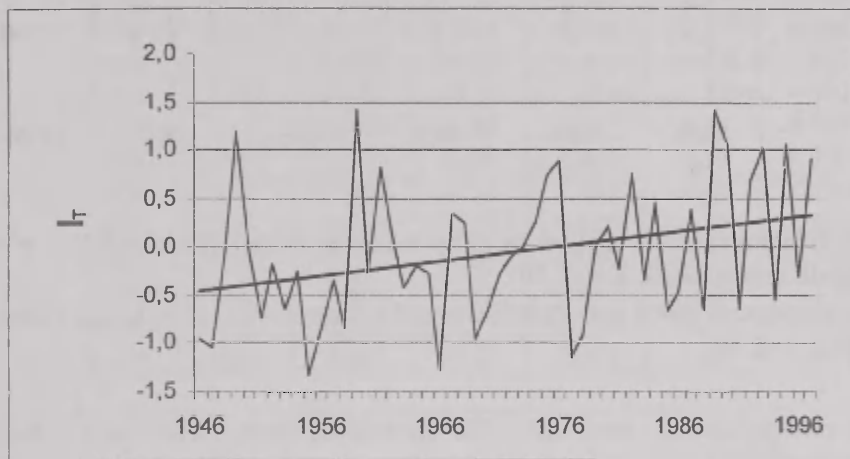
Mann-Kendalli statistikult  $S$  minnakse selle näitaja standardiseerimisel üle Mann-Kendalli teststatistikule  $Z$ . Kuna testi statistiku jaotus on asümptootiliselt lähendatav normaaljaotusele, on võimalik lihtsalt kontrollida trendi usaldusväärsust, võrreldes konkreetse  $Z$ -i absoluutväärtust teoreetilisest jaotusest tuleneva kriitilise väärtusega. Kahepoolse testi puhul võib väita, et aegreas esineb usaldusväärne monotoonne trend, kui  $Z$ -i absoluutväärtus osutub suuremaks kui  $Z$ -i kriitiline väärtus nivool  $\alpha/2$ . Positiivne testi statistik näitab, et tegu on kasvava trendiga, negatiivne statistik näitab, et trend on kahanev.

Mann-Kendalli teststatistikute usaldusväärsuse kontrollimiseks anti spetsiaalsele olulisustõenäosuse kalkulaatorile ette vabadusastmete  $f$  arv (antud juhul  $f=52-1=51$ ) ning teststatistiku väärtus. Monotoonne trend aegreas loeti statistiliselt usaldusväärseks, kui

standardiseeritud Mann-Kendalli statistiku olulisustõenäosus ( $P$ ) oli väiksem kui kehtestatud olulisusnivoo  $\alpha$ . Antud töös on  $\alpha$  väärtuseks võetud 0,05.

## 5. Tsirkulatsiooniindeksite trendid

Lineaarne regressioonanalüüs näitas, et perioodil 1946–1997 esines tsonaalse tsirkulatsiooni indeksi veebruari (joon. 3) ja ka talvises (XII–II) väärtuses statistiliselt usaldusväärne kasvav trend. Tsonaalse indeksi trend aprillis (joon. 4), juunis ja septembris oli aga negatiivne. Neid tulemusi saab interpreteerida nii, et vaadeldaval perioodil on läänevool Eesti kohal muutunud veebruaris ja talve keskmisena tugevamaks, aprillis, juunis ja septembris aga nõrgenenud. Aprillis on negatiivne trend usaldusväärne isegi 0,01 olulisusnivool.



**Joon. 3.** Tsonaalne indeks veebruaris ja selle lineaarne trend (tõus 0,016,  $r^2 = 0,105$ ; Mann-Kendalli teststatistik  $Z = 2,29$ ).

**Fig. 3.** Zonal index in February and its linear trend (slope 0.016,  $r^2 = 0.105$ ; Mann-Kendalli test statistik  $Z = 2.29$ ).

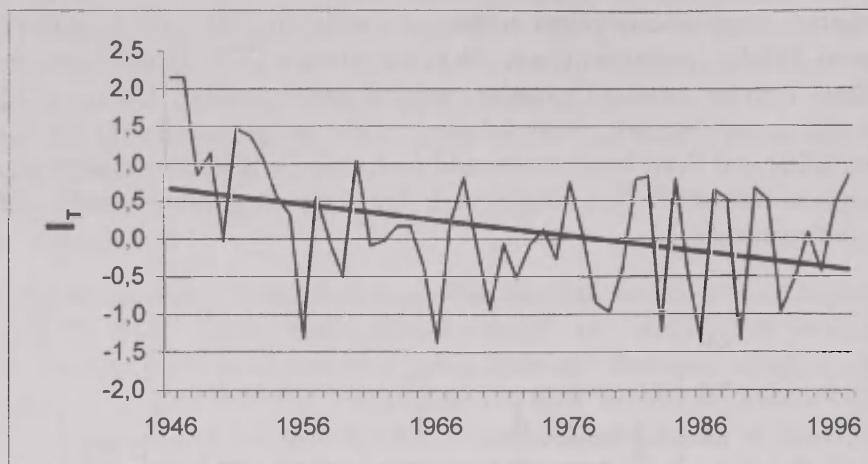
Meridionaalse indeksi korral oli märts ainus kuu, mille indeksi väärtustes esines statistiliselt oluline trend (joon. 5). See on usaldusväärne  $P < 0,01$  tasemel. Positiivne trend märtsikuu indeksi väärtustes tähendab seda, et perioodil 1946–1997 on õhuvool lõunast tugevnenud ja põhjast nõrgenenud. Teiste kuude ja aastaegade meridionaalsetes indeksites sel perioodil usaldusväärseid kasvu- või langustrende ei ilmne.

Edela-kirde tsirkulatsiooniindeksi väärtused on vaadeldaval perioodil lineaarse trendi järgi usaldusväärselt kasvanud veebruaris ja märtsis (viimane on usaldusväärne 0,01 tasemel). Trend on olnud kahanev aprillis, juunis ja septembris, aga ka suvel ja sügisel. Kagu-loode indeksis ei ole lineaarse trendi järgi otsustades uuritava perioodil mingeid olulisi muutusi toimunud.

Indeksite väärtustes esinevad usaldusväärsed trendid, mis tehti kindlaks Mann-Kendalli testiga, kattuvad lineaarse regressioonanalüüsi teel saadud oluliste trendidega peaaegu täielikult. Siiski lähevad saadud tulemused üksikutel juhtudel ka lahku. Tabelis 1 on toodud võrdlevalt kummagi meetodiga läbi viidud trendide arvutuse tulemused.

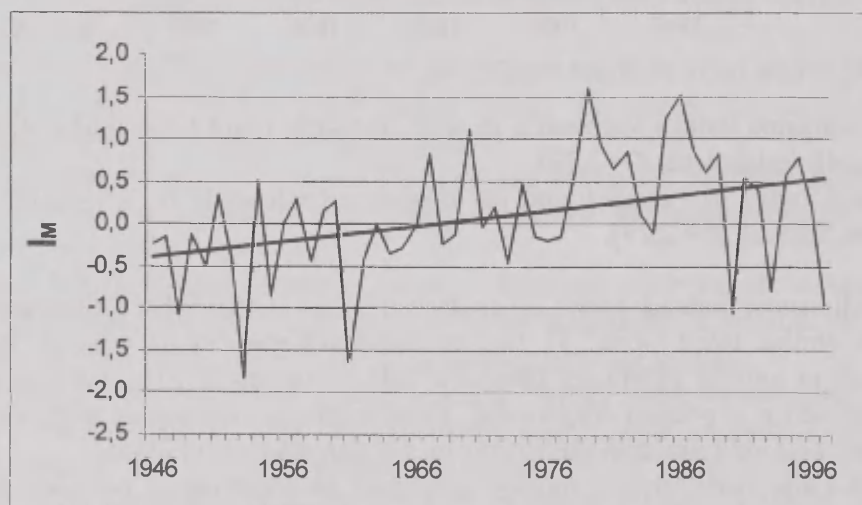


Mann-Kendalli test ei kinnitanud, et tsonaalse indeksi väärtustes esineb septembris usaldusväärne negatiivne trend, kuigi lineaarne regressioon seda näitas. Samas näitas Mann-Kendalli test, et kevadise kagu-loode indeksi väärtustes esineb oluline kasvav trend, lineaarse regressiooni puhul see aga tõestust ei leidnud.



**Joon. 4.** Tsonaalne indeks aprillis ja selle lineaarne trend (tõus  $-0,0211$ ,  $r^2 = 0,142$ ; Mann-Kendalli test-statistik  $Z = -2,70$ ).

**Fig. 4.** Zonal index in April and its linear trend (slope  $-0.021$ ,  $r^2 = 0.142$ ; Mann-Kendall test statistic  $Z = -2,70$ ).



**Joon. 5.** Meridionaalne indeks märtsis ja lineaarne regressioon (tõus  $0,018$ ,  $r^2 = 0,148$ ; Mann-Kendalli test-statistik  $Z = 2,98$ ).

**Fig. 5.** Meridional index in March and its linear trend (slope  $0,018$ ,  $r^2 = 0.148$ ; Mann-Kendall test statistic  $Z = 2,98$ ).

**Tabel 1.** Tsirkulatsiooniindeksite aegride linearse regressiooni tõus ja Mann-Kendalli standardiseeritud statistik  $Z$  perioodil 1946–1997.  $P < 0,05$  tasemel olulised väärtused on trükitud rasvaselt;  $P < 0,01$  tasemel olulised väärtused on alla joonitud.

**Table 1.** Slope and standardised Mann-Kendall statistic  $Z$  for the circulation indices during the period 1946–1997. Significant values on the  $P < 0.05$  level are marked in bold, and on the  $P < 0.01$  level are underlined.

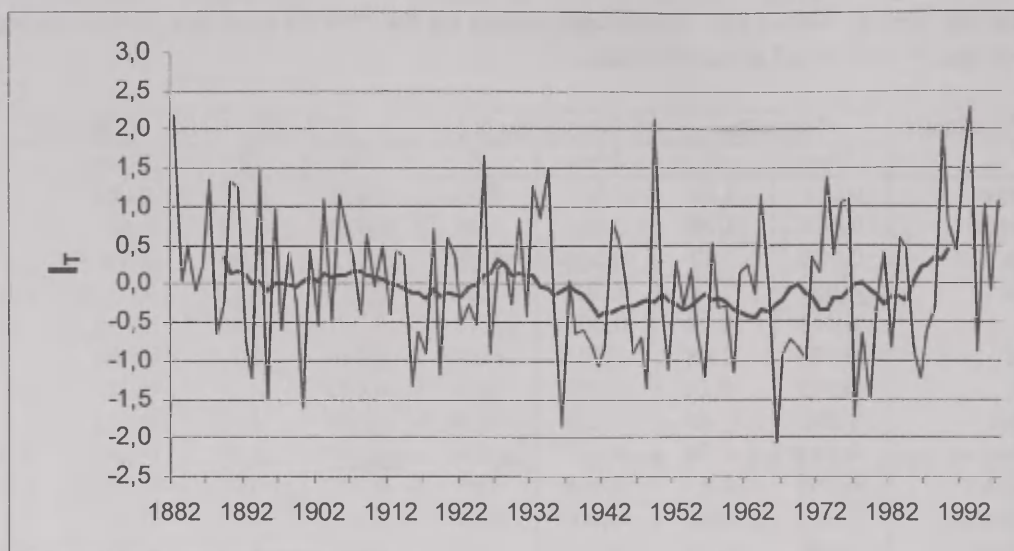
Kuu/aastaeg	Tsonaalne		Meridionaalne		SW–NE		SE–NW	
	Tõus	$Z$	Tõus	$Z$	Tõus	$Z$	Tõus	$Z$
Jaanuar	0,011	1,39	0,002	0,55	0,005	0,93	-0,004	-0,11
Veebruar	<b>0,016</b>	<b>2,29</b>	0,005	1,14	<b>0,010</b>	<b>2,23</b>	-0,005	-1,42
Märts	0,008	1,20	<u>0,018</u>	<u>2,98</u>	<u>0,012</u>	<u>2,89</u>	0,006	1,04
Aprill	<u>-0,021</u>	<u>-2,70</u>	-0,011	-1,20	<u>-0,017</u>	<u>-3,12</u>	0,003	0,60
Mai	-0,005	-0,99	0,006	1,18	-0,001	-0,57	0,006	1,42
Juuni	<b>-0,024</b>	<b>-2,08</b>	-0,010	-1,14	<b>-0,016</b>	<b>-2,27</b>	0,008	1,52
Juuli	-0,003	-0,14	-0,002	-0,38	-0,003	-0,53	0,001	-0,16
August	0,002	0,49	-0,001	-0,33	-0,004	-1,22	-0,001	0,09
September	<b>-0,019</b>	-1,70	-0,007	-1,59	<u>-0,017</u>	<u>-2,98</u>	0,006	0,90
Oktoober	-0,005	-0,85	0,006	0,68	-0,002	-0,43	0,006	1,04
November	0,006	0,47	-0,006	-0,54	-0,002	-0,39	-0,004	-0,63
Detsember	0,004	0,71	-0,010	-1,28	-0,005	-1,53	-0,006	-0,90
Kevad	-0,008	-1,25	0,011	1,89	-0,001	-0,06	0,009	<b>2,19</b>
Suvi	-0,012	-1,22	-0,006	-1,01	<b>-0,011</b>	<b>-2,05</b>	0,003	0,44
Sügis	-0,009	-1,18	-0,004	-0,57	<b>-0,011</b>	<b>-2,23</b>	0,004	0,69
Talv	<b>0,019</b>	<b>2,32</b>	-0,002	-0,17	0,008	1,17	-0,010	-1,29

Trendide analüüsi tulemusi üldistades võib välja tuua seaduspärasuse, mille järgi talvisel ajal tsonaalse ja edela–kirde suunalise indeksi puhul esile tulnud usaldusväärsed trendid on enamasti kasvavad, muul ajal aga kahanevad. Eesti tsirkulatsiooniolude olulisele muutusele talvisel, eriti aga kevadtalvisel ajal võib leida vihjeid ka teistest töödest. Näiteks Russak (1999) leidis, et alates 1955. aastast on tsonaalse tsirkulatsiooni osakaal märtsikuus oluliselt suurenenud. Läänevoolu tugevnemist veebruaris aga on 500 hPa isobaarpinna andmetest leitud tuulevektori komponentide analüüsi alusel (1953–1997) tõestanud Rajasalu ja Keevallik (2001). Viimases nimetatud töös on täheldatud ka lõunavoolu tugevnemise trendi märtsis.

Tsonaalse indeksi talviste väärtuste aegread on suure muutlikkusega (joon. 6). Tsonaalse indeksi maksimaalsed väärtused on küündinud üle kahe standardhälbe, negatiivsed väärtused veidi alla miinus kahe. Aegrea algusest (1882) kuni 1930ndate aastate esimese pooleni on prevaleerinud nullilähedased või positiivsed väärtused (talvine läänevool on olnud veidi tugevam kui pika perioodi keskmisena), 1930ndate algusest 1970ndate alguseni aga on indeksi väärtused jäänud pigem negatiivse poole peale. Tsonaalse indeksi aegrea viimaste aastakümnete väärtustes on alates 1970ndatest alates on täheldatav selge kasvav trend (läänevool Eesti kohal on hakanud intensiivistuma), mida kinnitas statistiliselt ka trendide analüüs aastate 1946–1997 kohta.

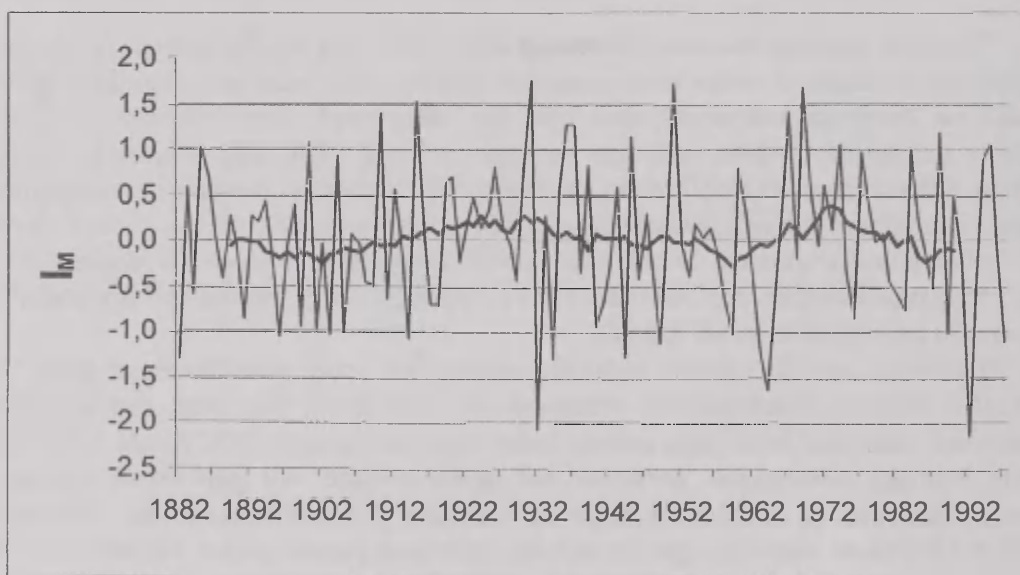
Meridionaalse indeksi sama perioodi indeksi väärtused (joon. 7) on samuti aastast aastasse väga hüplevad, kuid selle indeksi puhul on raske eristada nn anomaalseid ajavahemikke, mil indeks oleks jäänud pikemalt püsima mingisse kindlasse faasi. Indeksi

libiseva keskmise väärtused liiguvad valdavalt nulli lähedal. Meridionaalse tsirkulatsioon talve keskmisena on Eesti ala kohal olnud seega pikaajalises mõttes suhteliselt püsiv. Ka viimastel aastakümnetel ei ole kindlasuunalisi muutusi märgata.



**Joon. 6.** Tsonaalne indeks talve keskmisena ning selle 15 aasta libisev keskmine.

**Fig. 6.** Winter mean zonal index and its 15-year moving mean.



**Joon. 7.** Meridionaalne indeks talve keskmisena ning selle 15 aasta libisev keskmine.

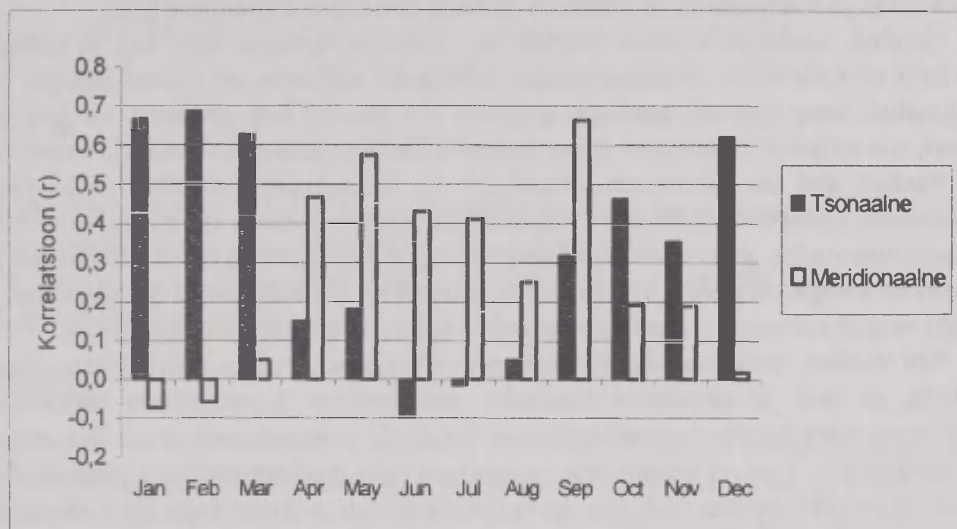
**Fig. 7.** Winter mean zonal index and its 15-year moving mean.



## 6. Seosed tsirkulatsiooniindeksite ja ilmastiku kõikumiste vahel

### 6.1. Õhutemperatuur

Eesti ilmajaamade kuu ja aastaaja keskmise õhutemperatuuri ja tsirkulatsiooni indeksite vaheline korrelatsioon muutub erinevate kuude ja aastaaegade lõikes väga oluliselt (joon. 8). Septembrist märtsini on õhutemperatuuri ja tsonaalse indeksi vaheline korrelatsioon positiivne ja tugev – 0,3–0,4st sügiskuuks kuni 0,7–0,8ni talvekuudel. Maksimaalne korrelatsioonikordaja väärtus 0,82 esines detsembris Ristnas. Aprillist augustini statistiliselt oluline korrelatsioon nende näitajate vahel aga puudub.



Joon. 8. Tsonaalse ning meridionaalse indeksi ja kuu keskmise õhutemperatuuri vahelise korrelatsiooni aastane käik Tartus.

Fig. 8. Annual curve of correlation between zonal and meridional indices and monthly mean air temperature in Tartu.

Meridionaalne indeks on õhutemperatuuriga positiivses korrelatsioonis aprillist augustini (tugevaim  $r$  väärtus mais 0,4–0,6 ja septembris 0,5–0,7), talvel statistiliselt oluline seos puudub. Enamike kasutatud jaamade talve keskmine temperatuur oli küll meridionaalse indeksiga negatiivses korrelatsioonis, kuid need seosed ei olnud usaldusväärsed.

Ülalpool kirjeldatud seoseid saab füüsikaliselt seletada Atlandi ookeani mõjuga Eesti ilmastikule talvisel ajal. Kuna talvel kantakse enamik suhteliselt soojemast õhust meie alale läänetuultega (ookeani kohal on õhk soojem), on tsonaalne indeks temperatuuri kõikumistega kõige enam seotud. Seos on tugev veel ka märtsis, mis on Eestis tsirkulatsioonitingimustelt sarnane talvekuudega. Meridionaalne indeks, mis kirjeldab põhja-lõuna sihilist õhu liikumist, ei avalda sel ajal temperatuuri kõikumistele olulist mõju.

Lisaks on tsonaalse indeksi tulemustes on selge territoriaalne eripära: rannikujaamades (Ristna, Sõrve, Vilsandi, Tallinn jt) on korrelatsioonikordaja väärtused

talvekuudel mõnevõrra kõrgemad kui sisemaa jaamades (Viljandi, Tiirikoja, Võru jt). See erinevus on umbes 0,2 korrelatsioonikordaja ühikut. Neid territoriaalseid isäärasusi saab seletada mere mõjuga rannikujaamade temperatuuritingimustele. Määravaks teguriks on merevee soojuslik inerts ja jääkate, mis mõjutab temperatuuri. Kuna aga need sõltuvad ka ise soojadest õhuvooludest, siis toimib meri seose võimendajana rannikualadel. Oluline muutus valdavas tsirkulatsioonis toimub aprillikuus, kui tsonaalse õhuvoolu seos temperatuuriga ära kaob (Raik, 1964).

Tsonaalne vool kaotab oma juhtiva rolli, kuna temperatuuri gradient Eesti kohal ei pruugi enam olla suunatud läänest itta. Temperatuuri kõikumist hakkab üha rohkem kontrollima meridionaalne vool, sest soojal poolaastal on olukord, kus Eestist põhja pool paikneb külm ja lõuna pool soe õhumass, märksa tavalisem kui külmal ajal.

Nendest seaduspärasustest tuleneb üks üldisem järeldus. See, kas ja mil määral atmosfääri tsirkulatsioon õhutemperatuuri kõikumisi mõjutab, on seotud sellega, kuidas on suunatud temperatuuri gradient uuritava ala kohal. Kui gradient on keskmisest väiksem, siis mõjutab ka tsirkulatsioon keskmist õhutemperatuuri vähem (ja vastupidi).

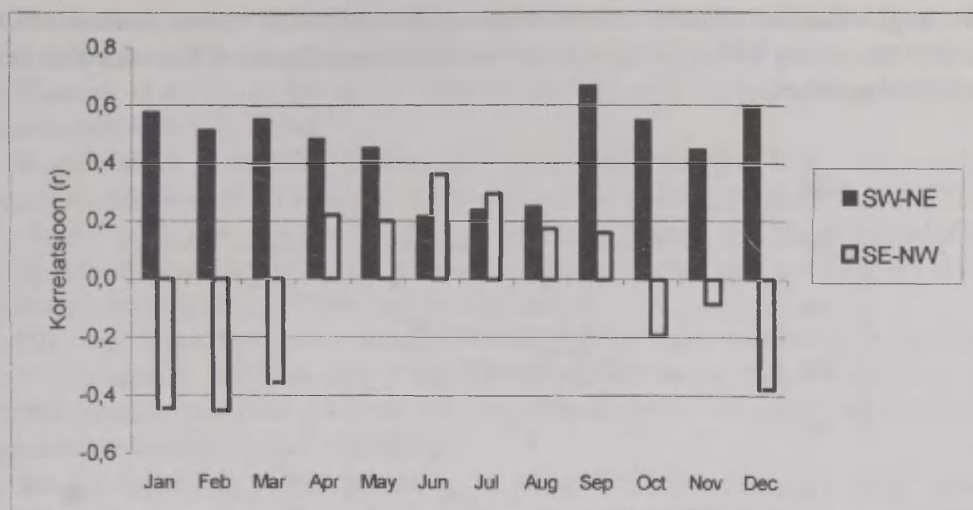
Suvisel ajal on tulemustes täheldatav ka territoriaalne eripära, mille järgi on meridionaalse indeksi korrelatsioon õhutemperatuuriga sisemaa jaamades veidi kõrgem kui rannikujaamades. See on vastupidine efekt talvise olukorra ja tsonaalse indeksi puhul leitud erinevustega võrreldes. Territoriaalse muutlikkuse amplituud ei ole väga suur, kuid on siiski selgelt märgatav – keskmisena umbes 0,2 korrelatsioonikordaja ühikut.

Kui vaadata meridionaalse indeksi seost õhutemperatuuriga kuude lõikes, siis võib täheldada, et mai ja septembri keskmise temperatuuri korrelatsioon meridionaalse indeksiga on märgatavalt tugevam kui teiste kuude (ja aastaegade) puhul. See, et just nn üleminekukuudel, mais ja septembris on temperatuuri gradient uuritava piirkonna kohal eriti selgelt meridionaalne, võib olla seotud polaarfrondi paiknemisega Eesti ala kohal.

Kevadel nihkub front põhja poole, sügisel aga tagasi lõunasse. Suve saabudes temperatuuri ruumilised kontrastid vähenevad ja vastavalt sellel nõrgeneb ka temperatuuri korrelatsioon meridionaalse tsirkulatsiooniga. Sügisel saab aga järk-järgult olulisemaks temperatuurirežiimi mõjutajaks tsonaalne tsirkulatsioon.

Korrelatsioon Eesti jaamade õhutemperatuuri ja edela–kirde (SW–NE) ning kagu–loode (SE–NW) indeksi vahel varieerus samuti erinevate kuude ja aastaegade lõikes (joon. 9). Edela–kirde indeksi ja õhutemperatuuri vaheline korrelatsioon on positiivne septembrist maini ( $r$  valdavalt 0,5–0,6, maksimaalne korrelatsioonikordaja väärtus 0,72 esines Pakris septembris), kuid juunist augustini usaldusväärset korrelatsiooni ei ole. Kagu–loode indeks on õhutemperatuuriga olulises negatiivses korrelatsioonis talvisel ajal, detsembrist märtsini, juunis ja juulis on seos positiivne.

Nelja erineva indeksi korral saadud indekse ja õhutemperatuuri vahelise seose aastaajalisi käike võrreldes on selge, et tsonaalse indeksi käik on sarnane SW–NE indeksiga ja meridionaalse indeksi käik on sarnane SE–NW indeksiga. Esineb siiski olulisi erinevusi. Nimelt seostub keskmisest suurem kagu–loode indeks (tugevam õhuvool kagust) talvekuudel selgelt jähenedamisega meie aladel, meridionaalse voolu intensiivsuse kõikumised aga sel ajal olulist mõju ei oma. Sama huvipakkuv on ka asjaolu, et kui tsonaalse indeksi seos õhutemperatuuriga on aprillis ja märtsi pea olematu, siis edela–kirde indeks seostub õhutemperatuuriga ka nendel kuudel positiivselt. Viimati nimetatud seos aprillis ja mais võib olla seletatav suhteliselt jahedate kirdetuulte mõjuga.



**Joon. 9.** Edela–kirde (SW–NE) ning loode–kagu (SE–NW) indeksi ja kuu keskmise õhutamperatuuri vahelise korrelatsiooni aastane käik Tartus.

**Fig. 9.** Annual curve of correlation between SW–NE and SE–NW indices and monthly mean air temperature in Tartu.

## 6.2. Sademed

Kuu ja aastaaja sademete summade ja tsirkulatsiooniindeksite vahelised seosed jäävad tunduvalt nõrgemaks kui õhutamperatuuri puhul ning need on nii ruumiliselt kui ka ajaliselt väga ebakorrapärased. Sama kuu korrelatsioonikordaja väärtused võivad erinevate jaamade puhul olla väga erinevad, samuti ei saa selgelt eristada kindlaid kuid või aastaagu, millal korrelatsioon sademete summade ja indeksite vahel on märgatavalt tugevam või nõrgem kui teistel kuudel või aastaagadel. Siiski võib tulemuste põhjal väita, et talvel on sademete seos tsirkulatsiooniindeksitega mõnevõrra tugevam kui muul ajal, kusjuures jaamad, mille puhul see seos on oluline, asuvad valdavalt Kesk-Eestis.

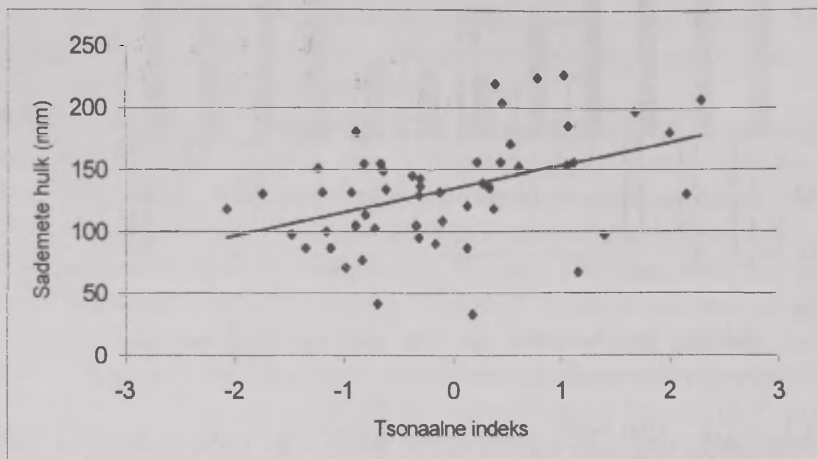
Sademete ja tsonaalse indeksi vaheline korrelatsioon on statistiliselt usaldusväärne ja positiivne ainult kahes jaamas (Türil ja Pärnus) veebruaris ja ka kogu talve keskmisena (joon. 10). Muul ajal olulisi korrelatsioone tsonaalse indeksi ja Eesti jaamade sademete hulga andmete vahel ei esine. Aprillist oktoobrini on korrelatsioonikordajad eranditult negatiivsed, kuid statistilise olulisuse piiri ületab vaid Viljandi jaama suve keskmise sademete hulga ja tsonaalse indeksi vaheline korrelatsioonikordaja, mis on  $-0,31$ .

Edela–kirde indeks on positiivses korrelatsioonis Türi ja Kuusiku sademetega veebruaris ja negatiivses korrelatsioonis Tartu, Kunda, Narva ja Tiirikoja sademetega septembris ( $r$  on  $-0,3$  kuni  $-0,4$ ). Nõrk positiivne korrelatsioon Eesti jaamade sademete ja kagu–loode indeksi vahel on statistiliselt oluline ainult mais ( $r$  on valdavalt  $0,3$ – $0,35$ ). Eesti jaamade sademete summade ja meridionaalse indeksi vahel seos puudub.

Nende tulemuste põhjal ei saa aga väita, et atmosfääri tsirkulatsioon Eesti sademete hulka märkimisväärselt ei mõjutagi. Põhjuseid, miks tsirkulatsiooniindeksite ja sademete vaheline seos osutus antud juhul nõrgaks, on mitmeid. Esiteks ongi sademete jaotus nii ajas kui ruumis väga juhusliku iseloomuga. Kuigi sünoptiline situatsioon võib olla sademete tekkeks soodne, võib ühes kohas sademeid esineda palju, kuid sellele



paigale isegi suhteliselt lähedal asuvas teises piirkonnas vaid vähesel määral või üldse mitte. Seetõttu ei saa tekkida väga selgeid ruumilisi seoseid atmosfääri tsirkulatsiooni ja sademete hulga vahel.



**Joon. 10.** Hajuvusdiagramm tsonaalse indeksi ja talvise sademete hulga vahel Pärnus ( $r^2 = 0,191$ ;  $P = 0,001$ ).

**Fig. 10.** Scatter plot of zonal index and winter precipitation in Pärnu ( $r^2 = 0,191$ ;  $P = 0,001$ ).

Teiseks on käesolevas töös kasutatud indekseerimise meetod ilmselt liialt lihtsustatud ning ei ole optimaalne kuu ja aastaaja sademete hulga ennustamiseks. Koostatud indeksite peamine puudus seisneb antud juhul arvatavasti selles, et need kirjeldavad vaid õhu sirgjoonelise voolamise intensiivsust teatud kindlas suunas (võrrelduna pikaajalise keskmisega). Sademete esinemiseks hädavajalike pilvede teke on aga üldiselt seotud pigem õhu vertikaalsete liikumistega, ehk siis sellega, kas meid huvitav ala on tsükloni mõju all (valitsevad tõusvad õhuvoolud ja olukord on soodus sademete tekkeks) või kujundab ilma antitsüklon (valitsevad laskuvad õhuvoolud ja olukord on sademete tekkeks ebasoodne). Seda aga koostatud indeksid iseloomustada ei suuda. Lisaks tuleb arvestada seda, et peale atmosfääri tsirkulatsiooni mõjutavad sademete teket olulisel määral ka kohalikud olud ja muud tegurid (orograafilised efektid jm).

### 6.3. Lumikatte kestus

Lumikatte kestuse korrelatsioon jaanuari, veebruari ning talvise tsonaalse indeksiga on tugev ja negatiivne kõigi kasutatud jaamade puhul. Korrelatsioonikordajate väärtused jaanuaris ja veebruaris varieeruvad -0,4st -0,67ni, talve keskmisena aga isegi kuni -0,8ni Ristna puhul. Negatiivne seos on oluline ka märtsis, kuid jääb nõrgemaks, -0,3 ja -0,4 vahele. See tähendab, et keskmisest tugevam läänevool põhjustab Eesti aladel lumikatte kestuse lühenemist. Eriti selgelt tuleb see välja suurema ajalise keskmistamise korral (terve talve keskmisena).

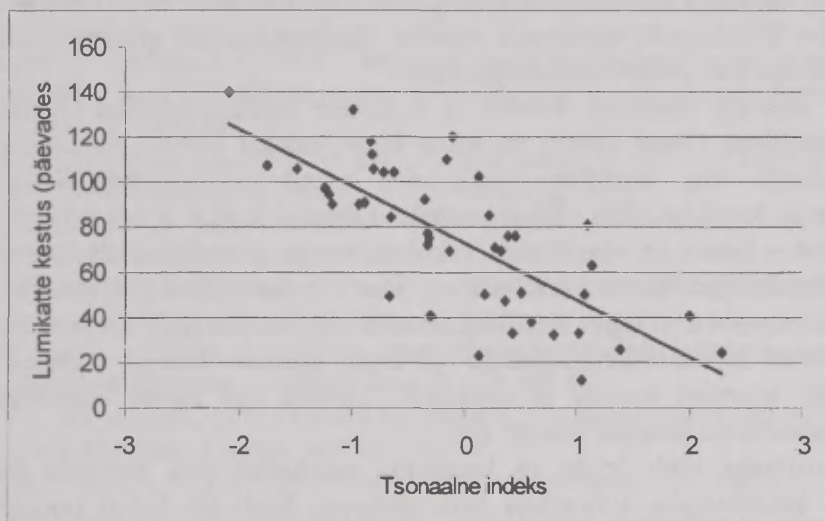
Lumikatte kestusel on statistiliselt oluline negatiivne seos ka edela–kirde indeksiga (jaanuaris, veebruaris ja talvel), kuid need seosed jäävad selgelt nõrgemaks kui tsonaalse indeksi korral, ulatudes  $-0,3$ st  $-0,5$ ni jaanuari ja veebruari väärtuste ning  $-0,4$ st  $-0,6$ ni talve keskmiste väärtuste puhul.

Korrelatsioon lumikatte kestuse ja kagu–loode indeksi vahel on positiivne jaanuarist veebruarini ( $0,35$  kuni  $0,55$ ) ning ka talvise indeksi väärtuse korral ( $0,4$  kuni  $0,65$ ). Seega põhjustab tavalisest tugevam õhuvool kagust lumikatte pikaajalisemat püsimist. Meridionaalse indeksi ja lumikatte andemete vaheline korrelatsioon ei olnud statistiliselt usaldusväärne.

Nii nagu õhutemperatuuri korral, esineb ka lumikatte kestuse ja tsonaalse (ka edela–kirde) indeksi vaheliste seoste puhul tendents, et seosed rannikujaamades (joon. 11) on märgatavalt tugevamad kui seosed sisemaa jaamades. See erinevus on keskmiselt ligikaudu  $0,2$  korrelatsioonikordaja ühikut.

Saadud tulemuste põhjal on ilmne, et atmosfääri tsirkulatsiooni mõju lumikatte kestusele avaldub otseselt talvise õhutemperatuuri tingimuste kaudu. Juba varasematest uuringutest on välja tulnud selge seaduspärasus, et mida soojem on talvekuu või talv tervikuna olnud, seda lühemat aega püsib lumi maas (Jaagus, 1997). Nagu käesolevas tööst selgus, on talvise aja õhutemperatuuril Eesti jaamades otsene seos nii tsonaalse, edela–kirde (seos negatiivne) kui ka kagu–loode suunalise (seos positiivne) õhuvoolu intensiivsusega. Seega on talvine õhutemperatuur tsirkulatsioonitingimustest tugevasti mõjutatud ning see mõju kajastub hästi ka seoses lumikatte kestusega.

Ruumilised erinevused Eesti piires selle seose tugevuses näib ära määravat jällegi jaama kaugus merest. Rannikul on korrelatsioon tugevam. Merepinna terminine režiim, eeskätt jääkatte ulatus, mõjutab oluliselt lumikatte kestust rannikul, tehes seda tegelikult õhutemperatuuri mõjutamise kaudu.



**Joon. 11.** Hajuvusdiagramm tsonaalse indeksi ja lumikatte kestuse vahel Vilsandis ( $r^2 = 0,564$ ;  $P \ll 0,01$ ).

**Fig. 11.** Scatter plot of zonal index in winter and snow cover duration in Vilsandi ( $r^2 = 0.564$ ;  $P \ll 0.01$ ).

## 7. Kokkuvõte

Lineaarset regressioonanalüüsi ja mitteparameetrilist Mann-Kendalli testi kasutades tehti kindlaks, et perioodil 1946–1997 esinevad koostatud indeksite külma poolaasta kuu ja aastaegade väärtustes mitmed positiivsed trendid (tsonaalne indeks veebruaris ning talve keskmisena; meridionaalne indeks märtsis; edela–kirde indeks veebruaris ja märtsis). Sooja poolaasta väärtustes ilmnesid aga negatiivsed trendid (tsonaalne indeks aprillis, juunis ja septembris; edela–kirde indeks aprillis, juunis, septembris ning suve ja sügise keskmisena; kagu–loode indeks kevade keskmisena). Kaks põhimõtteliselt erinevat meetodit andsid seejuures väga sarnased tulemused.

Korrelatsioon- ja regressioonanalüüs näitas, et Eesti ilmajaamade kuu ja aastaaja keskmise õhutemperatuuri ja tsirkulatsiooni indeksite vaheline korrelatsioon muutus erinevate kuude ja aastaegade lõikes väga oluliselt. Septembrist märtsini on õhutemperatuuri ja tsonaalse indeksi vaheline korrelatsioon positiivne ja tugev, aprillist augustini statistiliselt oluline korrelatsioon nende näitajate vahel aga puudus. Meridionaalne indeks on õhutemperatuuriga positiivses korrelatsioonis aprillist augustini, talvel statistiliselt oluline seos puudub.

Korrelatsioon Eesti jaamade õhutemperatuuri ja edela–kirde (SW–NE) ning kagu–loode (SE–NW) indeksi vahel varieerus samuti erinevate kuude ja aastaegade lõikes. Edela–kirde indeksi ja õhutemperatuuri vaheline korrelatsioon on positiivne septembrist maini, kuid juunist augustini usaldusväärset korrelatsiooni nende näitajate vahel ei ole. Kagu–loode indeks on õhutemperatuuriga olulises negatiivses korrelatsioonis talvisel ajal, detsembrist märtsini, juunis ja juulis on seos positiivne.

Talvisel ajal on korrelatsioon tsonaalse (ka edela–kirde) indeksi ning Eesti jaamade kuu keskmise õhutemperatuuri vahel kõige tugevam rannikujaamades. Seos nõrgeneb sisemaa suunas. Indeksiseosed õhutemperatuuriga külmal poolaastal on oluliselt erinevad sooja poolaasta andmete põhjal leitud seostest. Selle nähtuse peamiseks põhjuseks on tõenäoliselt sesoonselt muutuv õhutemperatuuri gradient Põhja-Atlandi ookeani ja sellest idas paikneva maismaa kohal.

Eesti jaamade lumikatte kestuse ja tsonaalse indeksi vaheline korrelatsioon on tugev ja negatiivne (sama kehtib ka edela–kirde indeksi korral), kagu–loode indeksi puhul positiivne ning meridionaalse indeksi korral seos puudub. Kahe näitajaga (temperatuur ja lumikate) läbi viidud analüüsi tulemusi kokku võttes võib järeldada, et lumikatte kestus Eestis on atmosfääri tsirkulatsiooniga seotud otseselt õhutemperatuuri kõikumiste kaudu. Seetõttu on korrelatsioon tsonaalse (ka edela–kirde indeksi) lumikatte kestuse vaheline seos eriti tugev rannikujaamades ning see kahaneb sisemaa suunas.

Koostatud tsirkulatsiooniindeksite ja Eesti jaamade kuu ja aastaaja sademete summa vahel tugevaid seoseid ei esinenud. Talvisel ajal esines statistiliselt olulisi seoseid mõnevõrra rohkem kui suvisel ajal.

Kokkuvõtteks võib öelda, et koostatud indekseid võib kasutada kui lihtsaid arvnäitajaid kirjeldamaks atmosfääri tsirkulatsiooni Eesti ala kohal mingil kuul või aastaajal. Eesti tsirkulatsiooniolude ja ilmastiku näitajate vaheliste seoste uurimist aga tuleks jätkata, kasutades selleks täiustatud indekseid või teisi meetodeid.



## **Tänuavaldused**

Käesolev uurimus on teostatud Eesti Teadusfondi (grant nr 4347) rahalisel toel.

## **Kirjandus**

- Barry, R.G., Perry, A.H., 1973. Synoptic climatology. Methods and applications. Methuen & Co, London
- Bonsal, B.R., Zhang, X., Hogg, W.D., 1999. Canadian prairie growing season precipitation variability and associated atmosphere circulation. *Clim. Res.*, 11, 191-208.
- Brazel, A.J., Nickling, W.G., 1987. The relationship of weather types to dust storm generation in Arizona (1965-1980). *Int. J. Climatol.*, 6, 255-275.
- Chen, D., 2000. A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study. *Int. J. Climatol.*, 20, 1067-1076.
- Chen, D., Hellström, C., 1999. The influence of the North Atlantic Oscillation on the regional temperature variability in Sweden: spatial and temporal variations. *Tellus*, 51A, 505-516.
- Conway, D., Wilby, R.L., Jones, P.D., 1996. Air flow indices over the British Isles. *Clim. Res.*, 7, 169-183.
- Diaz, H.F., Hoerling, M.P., Eischeid, J.K., 2001. ENSO variability, teleconnections and climate change. *Int. J. Climatol.*, 21, 1845-1862.
- Dietz, E.J., Killeen, T.J., 1981. A nonparametric multivariate test for monotone trend with pharmaceutical applications. *J. Amer. Stat. Assoc.*, 76, 169-174.
- Dilley, M., 1997. Climatic factors affecting annual maize yields in the Valley of Oaxaca, Mexico. *Int. J. Climatol.*, 17, 1549-1557.
- Eesti. Loodus, 1995. (Ed. A. Raukas). Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn.
- Fraedlich, K., Müller, K., 1992. Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *Int. J. Climatol.*, 12, 25-31.
- Greene, J.S., Kalkstein, L.S., Ye, H., Smoyer, K., 1999. Relationships between synoptic climatology and atmospheric pollution at four US cities. *Theor. Appl. Climatol.*, 62, 163-174.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E.J., 1998. Long-term trends in precipitation and temperature in the Norwegian Arctic: can they be explained by changes in atmospheric circulation patterns? *Clim. Res.*, 10, 143-153.
- Harrington, J.A., Harman, J.R., 1985. A synoptic climatology of moisture stress gradients in the western Great Lakes region. *Physical Geography*, 6, 43-56.
- Hoeffding, W., 1948. A class of statistics with asymptotically normal distribution. *Annals of Mathematical Statistics*, 19, 293-325.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Hurrell, J.W., 1996. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 665-668.
- Hurrell, J.W., van Loon, H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36, 301-326.
- Inamdar, S.R., Singh, S.V., 1993. Relationship between circulation and rainfall over India during the Southwest Monsoon Season. Part II: 700 hPa contour height field and some synoptic indices. *Theor. Appl. Climatol.*, 48, 1-14.
- Jaagus, J., 1997. The impact of climate change on the snow cover pattern in Estonia. *Climate Change*, 36, 65-77.
- Jaagus, J., 2000. The influence of air pressure teleconnection patterns on the Northern Hemisphere on climate variations in Estonia. *Estonia. Geographical studies*, 8, 7-19.

- Jaagus, J., Sepp, M., Tomingas, O., 2001. Atmosfääri tsirkulatsiooni suuremõõtmeline tsirkulatsioon kliima kujundajana Eestis ja kogu Euroopas. Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat, 33, 35-65.
- Jacobeit, J., Jónsson, P., Barring, L., Beck, C., Ekström, M., 2001. Zonal indices for Europe 1780-1995 and running correlations with temperature. *Climatic Change*, 48, 219-241.
- Jenkinson, A.F., Collison, F.P., 1977. An initial climatology of gales over the North Sea. Synoptic Climatology Branch Memorandum, 62, Meteorological Office, Bracknell.
- Jevrejeva, S., Moore, J.C., 2001. Singular Spectrum Analysis of Baltic Sea ice conditions and large-scale atmospheric patterns since 1708. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4503-4506.
- Jones, P.D., Hulme, M., Briffa, K.R., 1993. A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. *Int. J. Climatol.*, 13, 655-663.
- Jones, P.D., Jónsson, T., Wheeler, D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.*, 17, 1433-1450.
- Kendall, M.G., 1975. Rank Correlation Methods. Charles Griffin, London.
- Kozuchowski, K.M., 1993. Variations of hemispheric zonal index since 1899 and its relationships with air temperature. *Int. J. Climatol.*, 13, 853-864.
- Kutiel, H., Maheras, P., Guika, S., 1996. Circulation indices and their relationship with rainfall conditions over Mediterranean. *Theor. Appl. Climatol.*, 54, 125-138.
- Libiseller, C., Grimvall, A., 2002. Performance of partial Mann-Kendall test for trend detection in the presence of covariates. *Environmetrics*, 13, 71-84.
- Lyons, W.F., Bonell, M., 1992. Daily meso-scale rainfall in the tropical wet-dry climate of the Townsville Area, north-east Queensland during the 1998-1999 wet season: Synoptic-scale airflow consideration. *Int. J. Climatol.*, 12, 655-684.
- Maheras, P., Kutiel, H., 1999. Spatial and temporal variations in the temperature regime in the Mediterranean and their relationship with circulation during the last century. *Int. J. Climatol.*, 19, 1923-1950.
- Raik, A., 1964. Eesti NSV kliima, väljendatuna ilmades seoses vabariigi füüsilis-geograafiliste iseärasustega. Kandidaadidissertatsioon. Tartu Ülikooli raamatukogu.
- Rajasalu, R., Keevallik, S., 2001. Tuulte režiim Eesti kohal 500 hPa isobaarpinna kõrgusel. Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat, 33, 66-76.
- Rogers, J.C., 1984. The associations between the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation in the Northern hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1999-2015.
- Rogers, J.C., 1997. North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and the climate variability of Northern Europe. *J. Climate.*, 10, 1635-1647.
- Ropelewski, C.F., Halpert, M.S., 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1626.
- Russak, V., 1999. Muutustest kliimaelementide aegridades varakevadises Eestis. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 52-60.
- Speer, M.S., Leslie, L.M., 1997. A climatology of coastal ridging over south-eastern Australia. *Int. J. Climatol.*, 17, 831-845.
- Spellman, G., 1997. Evaluating indices of mid-latitude circulation. *J. Meteorol.*, 22, 237-242.
- Stefanicki, G., Talkner, P., 1998. Frequency changes of weather types in the Alpine region since 1945. *Theor. Appl. Climatol.*, 60, 47-61.
- Tiit, E., 1995. Tõenäosusteooria lühikursus. Avita, Tallinn.
- Tomingas, O., Jaagus, J., 1999. Atmosfääri tsirkulatsiooni suuremõõtmelised kõikumised ja nende mõju avaldumine Eesti ilmastikus. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 96-106.
- Van Loon, H., Rogers, J.C., 1978. The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General description. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 296-310.
- Wallace, J.M., Gutzler, D.S., 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812.

- Woodhouse, C.A., 1997. Winter climate and atmospheric circulation patterns in the Sonoran desert region, USA. *Int. J. Climatol.*, 17, 859-873.
- Yarnal, B., 1993. *Synoptic Climatology in Environmental Analysis*. Belhaven Press, London.
- Yarnal, B., Comrie, A.C., Frakes, B., Brown, P.D., 2001. Developments and prospects in synoptic climatology. *Int. J. Climatol.*, 21, 1923-1950.
- Yarnal, B., Diaz, H.F., 1986. Relationships between extremes of the Southern Oscillation and the winter climate of the Anglo-American Pacific coast. *Int. J. Climatol.*, 6, 197-219.
- Yin, Z.Y., 1994. Moisture condition in the south-eastern USA and teleconnection patterns. *Int. J. Climatol.*, 14, 947-967.

## **Atmospheric Circulation Indices for Estonia and Their Relationship with Climatic Variability**

Oliver Tomingas

*Institute of Geography, University of Tartu*

### **Summary**

A simple method for calculating circulation indices (zonal, meridional, SW-NE and SE-NW using gridded data of mean sea level pressure was applied for Estonia. The main objectives of the study were to estimate trends in time series of the developed indices at 1946–1997, and to analyse relationships between the indices and climate variability in Estonia, characterized by monthly and seasonal air temperature, precipitation and snow cover duration in 15 Estonian stations.

Trend analysis of monthly and seasonal circulation indices 1946–1997 using linear regression analysis and non-parametric Mann-Kendall test detected some significant positive trends in winter values (the zonal index in February and winter; the meridional index in March; the SW-NE index in February and March). Some negative trends revealed in spring, summer and autumn values (the zonal index in April, June and September; the SW-NE index in April, June, September, summer and autumn).

The highest correlation between circulation indices and climatic variables was observed with the air temperature. This relationship was significantly different during the warm and cold half-year. Its reason is probably a seasonal change of the direction in the air temperature gradient over the Atlantic Ocean and surrounding landmasses.

The air temperature is positively correlated with the zonal index during the period from September to March, while having no correlation from April to August. The meridional index has a positive correlation with the air temperature from April to September (the highest correlations in May and September) but no correlation in winter. The air temperature was positively correlated with the SW-NE index during the period from September to May and had no significant correlation from June to August. The SE-NW index had a significant negative correlation with the air temperature in winter from December to March and a positive correlation in June and July.

There was a high negative correlation between the zonal circulation index and the duration of snow cover in Estonian stations. The impact of circulation on the snow cover duration acts directly through air temperature conditions in winter. The circulation indices used in this study failed to explain the variance of monthly and seasonal precipitation. Improved indices or other methods should be used for this purpose. In addition to atmospheric circulation, precipitation is also very sensitive to local conditions and other factors.



## Atmosfääri tsirkulatsiooni sünoptiline klassifikatsioon Läänemere piirkonnas ning selle seosed Eesti sademete ja temperatuuriga

Valdur Truija, Piia Post, Janno Tuulik

Tartu Ülikooli Keskkonnanäilisika Instituut

### 1. Sissejuhatus

Atmosfääri üldine tsirkulatsioon on oluline tegur kohaliku kliima kujunemisel, kuna sellega on määratud baariliste süsteemide asukohad ja seega õhumasside liikumise üldised suunad. Sagedasti püütakse atmosfääri tsirkulatsiooni kirjeldada klassifitseerides baariliste väljade kaarte kindlatesse tsirkulatsioonitüüpidesse. Parimad näited sellistest ilmakaartide visuaalsel võrdlemisel põhinevatest klassifikatsioonidest on Saksa Ilmateenistuse *Grosswetterlagen* (Gerstengarbe *et al*, 1993), mis hõlmab kogu Euroopa ja Põhja-Atlandi ookeani kirdeosa, ning Lambi klassifikatsioon Briti saarte jaoks (Lamb, 1972). Hiljem, arvutustehnika arenedes ja tarvilike andmete lisandumisel, on loodud mitmeid automaatsete klassifikatsioonide skeeme (Yarnal, 1993).

Ka Eesti ilmastikku on püütud seostada erinevate atmosfääri tsirkulatsiooni klassifikatsioonidega (Sepp, 1999; Sepp, Jaagus, 2002; Keevallik *et al*, 1999). Kuid enamiku nende puuduseks jääb klassifikatsiooni liiga suur mastaap. Näiteks on *Grosswetterlageni* ala on palju suurem kui tsükloni-antitsükloni läbimõõt. Paljusid ilmapuustreid tuleb seetõttu Eesti jaoks tõlgendada teisiti kui klassifikatsiooni keskmes olevas Kesk-Euroopas (Keevallik, Loitjäär, 1999). Sellest tulenevalt on tüüpilisemad sademete ja temperatuuride variatsioonid Eesti jaamade jaoks suuremad kui Kesk-Euroopa jaamade puhul (Post, Tuulik, 1999).

Eesmärgiga leida Eesti ilmastikuga paremini seostuvat klassifikatsiooni sai valitud atmosfääri tsirkulatsiooni sünoptiline klassifikatsioon (Jenkinson, Collison, 1977), mis kujutab endast Lambi skeemi automaatset versiooni. Selles atmosfääri tsirkulatsiooni sünoptilise mastaabi klassifikatsioonis jagatakse päevad tüüpidesse vaadeldaval alal valdava õhuvoolu tugevuse, suuna ja pöörise alusel. Kuna kasutatakse võrgustikku teisendatud õhurõhu andmeid, siis on skeemi lihtne rakendada eri piirkondades. Lisaks esialgsele Briti saarte regioonile on seda kasutatud veel Hollandis (Buishand, Brandsma, 1997), Rootsis (Linderson, 2001) ja Portugalis (Trigo, DaCamara, 2000).

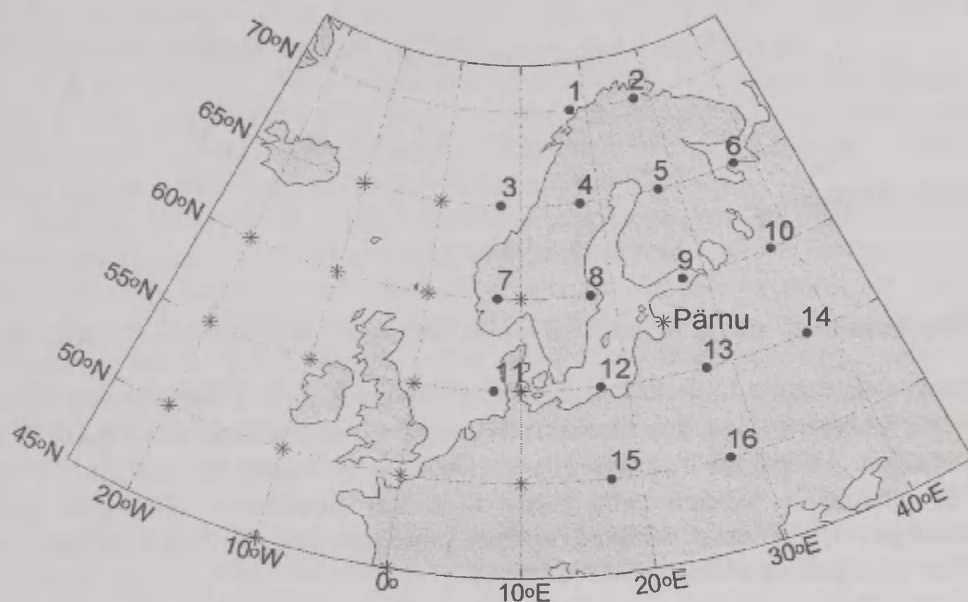
Rakendasime seda skeemi Läänemere piirkonnas eri kõrgustaseme rõhuväljadel ja uurisime dispersioonanalüüsi abil nende sobivust temperatuuride ja sademete kirjeldamiseks (Post *et al*, 2002). Sademetega seostus kõige paremini merepinna rõhuvälja klassifikatsioon ning temperatuuriga 500 hPa oma. Käesoleva töö eesmärgiks on põhjalikumalt esitada selle uue klassifikatsiooni ilmatüüpide seoseid Eesti (Pärnu) sademe- ja temperatuurijaotusega.

### 2. Andmed ja meetod

Atmosfääri tsirkulatsiooni klassifitseerimiseks on käesolevas töös kasutatud õhurõhu andmeid NCEP/NCAR (NCEP – *National Centers for Environmental Prediction*, NCAR – *National Center for Atmospheric Research*) järeleanalüüsist

(*reanalysis*) (Kalnay *et al.*, 1996). Kasutatakse ööpäeva keskmisi õhurõhu andmeid merepinna tasemel ja geopotentsiaalseid kõrgusi 500, 700 ja 850 hPa isobaarpindadel, mis on esitatud korrapärases 2,5° sammuga võrgustikus maa-ala (80°N–30°N; 60°W–70°E) jaoks ajaperioodil 1968–1997.

Jenkinsoni ja Collisoni (1977) poolt loodud skeem on nihutatud Läänemere piirkonda (keskmega 60°N, 22,5°E) ja on sõltumatult rakendatud neljal rõhuvälja tasemel: merepinna ning 850, 700 ja 500 hPa isobaarpindadel. Käesolevas töös vaatleme neist põhiliselt vaid kahte: PTT\_SLP ning PTT\_500. Lühendid tulenevad autorite nimetähedest (Post, Truija, Tuulik) ja rõhuvälja taseme kõrgusest: SLP – *Sea Level Pressure* e õhurõhk merepinna tasemel, 500 – kasutatud on 500 hPa geopotentsiaalseid kõrgusi.



**Joon. 1.** PTT klassifikatsiooni asukoht: numbritega on märgitud Läänemere piirkonnas kasutatavate 16 punkti asukohad; tärnidega – klassifikatsiooni algne asukoht Briti saarte piirkonnas.

**Fig. 1.** Location of PTT classification: the numbers show 16 points used in the Baltic Sea region; the stars mark the original location of the classification scheme in the British Isles' region.

Atmosfääri tsirkulatsiooni sünoptilise klassifikatsiooni kohaselt määratakse tsirkulatsioonitüüp atmosfääri õhumasside liikumise ning suhtelise pöörise suuna ja tugevusega. Nende tsirkulatsiooniindeksite arvutamiseks kasutatakse õhurõhu andmeid 16s geograafilises punktis, mille asukohad on esitatud joonisel 1. Järgnevalt on toodud nende indeksite arvutusvalemid, kus  $p_i$  ( $i = 1..16$ ) tähistab rõhuvälja väärtust vastavas võrgustiku punktis.

Tsonaalne vool e läänevool

$$W = \frac{1}{2}(p_{12} + p_{13}) - \frac{1}{2}(p_4 + p_5). \quad (1)$$

## Meridionaalne vool e lõunavool

$$S = a \left[ \frac{1}{4} (p_5 + 2p_9 + p_{13}) - \frac{1}{4} (p_4 + 2p_8 + p_{12}) \right]. \quad (2)$$

## Resultantvool

$$F = \sqrt{W^2 + S^2}. \quad (3)$$

## Tsonaalne nihkepöör

$$ZW = b_1 \left[ \frac{1}{2} (p_{15} + p_{16}) - \frac{1}{2} (p_8 + p_9) \right] - b_2 \left[ \frac{1}{2} (p_8 + p_9) - \frac{1}{2} (p_1 + p_2) \right]. \quad (4)$$

## Meridionaalne nihkepöör

$$ZS = c \left[ \frac{1}{4} (p_6 + 2p_{10} + p_{14}) - \frac{1}{4} (p_5 + 2p_9 + p_{13}) \right] - c \left[ -\frac{1}{4} (p_4 + 2p_8 + p_{12}) + \frac{1}{4} (p_3 + 2p_7 + p_{11}) \right]. \quad (5)$$

## Resultantpöör

$$Z = ZW + ZS. \quad (6)$$

Resultantvoolu suuna  $\alpha$  saab arvutada valemist:  $\alpha = \arctan\left(\frac{W}{S}\right)$ . Kui  $W$  on positiivne, tuleb nurgale liita  $180^\circ$ . Valemites esinevate  $F$ ,  $S$  ja  $W$  ühikuteks on  $\text{hPa}/\Delta\varphi$ , kus  $\Delta\varphi = 10$  laiuskraadi, iga ühik on ekvivalentne geostroofilise tuule kiirusega  $0,56 \text{ m/s}$ . Resultantpöör  $Z$  kirjeldab õhumasside pöörlemist, selle indeksi ühikuks on  $\text{hPa}/(\Delta\varphi)^2$  ning 100 ühikut on võrdne 0,40 korda Coriolise parameeter laiuskraadil  $60^\circ\text{N}$ . Konstandid  $a$ ,  $b_1$ ,  $b_2$  ja  $c$  sõltuvad valitud piirkonna geograafilisest laiusel, uue klassifikatsiooni jaoks on konstantide väärtused

$$a = \frac{1}{\cos 60^\circ} = 2, \quad b_1 = \frac{\sin 60^\circ}{\sin 55^\circ} = 1,06, \quad b_2 = \frac{\sin 60^\circ}{\sin 65^\circ} = 0,96 \quad \text{ja} \quad c = \frac{1}{2 \cos^2 60^\circ} = 2 \quad (7)$$

Klassifikatsioonis on kokku 27 tsirkulatsioonitüüpi, mis defineeritakse  $F$  and  $|Z|$  väärtuste võrdlemisel:

- Suunatuübid, kui  $|Z| < F$ . Õhumasside liikumine on valdavalt sirgjooneline. Atmosfääri tsirkulatsioon jagatakse 8ks tüübiks vastavalt õhumassi liikumissuunale (N, NO, O, SO, S, SW, W, NW).
- Pööriselised tüübid, kui  $|Z| > 2F$ . Õhumassid pöörlevad tsükloonaalselt ( $Z > 0$ ) või antitsükloonaalselt ( $Z < 0$ ), atmosfääri tsirkulatsioon klassifitseeritakse vastavalt tsükloonaalseks (C) või antitsükloonaalseks tüübiks (A).
- Hübriidtüübid, kui  $F \leq |Z| \leq 2F$ . Õhumasside liikumine on osaliselt tsükloonaalne või antitsükloonaalne. Vastavalt pöörise ja õhumassi liikumise suunale klassifitseeritakse atmosfääri tsirkulatsioon 16ks hübriidtüübiks (CN, CNO, CO, CSO, CS, CSW, CW, CNW, AN, ANO, AO, ASO, AS, ASW, AW, ANW).



- Määramatu tüüp ( $U$ ), kui  $|Z| < \frac{1}{5}\sigma_Z$  ja  $F < \frac{1}{5}\sqrt{\sigma_W^2 + \sigma_S^2}$ . Õhumasside

liikumiskiirus ja pööriseline aktiivsus on nõrgad. Valemeis esinevad  $\sigma_Z$ ,  $\sigma_W$  ja  $\sigma_S$  on vastavalt resultantpöörise, tsonaalse voo ja meridionaalse voo standardhälbed.

Kuna  $F$  ja  $Z$  dimensioonid on erinevad, siis pole nende omavaheline võrdlus füüsikaliselt põhjendatud. Üks võimalus sellest hoiduda on nad omavahel läbi jagada ning võrrelda siis suhet erinevate lävedega. Nõnda ongi tehtud artiklis Post *et al* (2002), kus on ka täpsemalt selgitatud nende indeksite olemust ning esitatud skeemi vea hinnang. Antud juhul on siiski säilitatud valemite algne Jenkinsoni ja Collisoni (1977) esitatud kuju. Samuti pole me muutnud  $F$  ja  $Z$  võrdlemisel kasutatud subjektiivseid lävesid, mis eristavad omavahel suunaga, pööriselisi ja hübriidtüüpe. Määramatu tüübi  $U$  eristamise läved on meil seotud  $Z$ ,  $W$  ja  $S$  standardhälvetega, sest originaalis väljapakutud arv ei olnud kõrgematel rõhupindadel rakendatav.

PTT\_SLP ja PTT\_500 klassifikatsioonide tüüpide keskmised õhurõhuväljad on esitatud lisades 1 ja 2. Need rõhuväljad on enne keskmistamist normeeritud, omistades vaadeldaval alal maksimaalsele õhurõhule väärtuse +1 ja minimaalsele -1. Nõnda on joonistel olevad samajooned suhtelistes ühikutes intervalliga 0,1.

Suunaga, pööriselised ja hübriidtüübid eristuvad selgesti tsirkulatsioonitüüpidele vastavate merepinna taseme rõhuväljade väljajoonistamisel (lisa 1). Antitsükloonaalse ja tsükloonaalse tüübi korral asetseb klassifitseeritava ala keskosas vastavalt antitsüklon või tsüklon. Suuna- ja hübriidtüüpide korral on geostroofiline õhuvool määratud tsükloni-antitsükloni paariga. Suunatüüpide korral läbib klassifikatsiooni mõjutsentrit (60°N, 22,5°E) enamasti null-isobaar, mille Läänemere mastaabis võib lugeda ligikaudu sirgeks. Hübriidtüüpide korral asub aga ala keskpunkt vastava baarilise süsteemi mõjusfääris ja õhumassi trajektooriid on seal kõveramad, mis omakorda tekitab täiendava vea geostroofilise tuule arvutamisel. 500 hPa tasemel (lisa 2) on õhurõhuväljad tunduvalt ühtlasemad ja üldine õhuvool on läänekaartest. Tsirkulatsioonitüübile vastav õhuvoolu suund on sel tasemel määratud lohkuide ja harjade erineva asetusega. Kinniseid rõhuvälja samajooni leidub vaid idakaarte (NO, O, SO ja vastavad hübriidid) tüüpide ja puhaste pööriseliste tüüpide korral.

Vaadeldud sai ka tüübikeskmisi õhurõhu välju sesoonide kaupa. Sesonse muutlikkuse hindamiseks leiti kõikide tüüpide jaoks korrelatsioonikoefitsiendid sesoonikeskmise ja aastakeskmise rõhuvälja vahel. Osutus, et 500 hPa tasemel on sesoonikeskmiste väljade erinevus üldisest aasta keskmisest tühine, keskmine korrelatsioonikordaja nende vahel on 98,6%. Meretasemel on rõhuväljade sesoonsed erinevused aastakeskmisest tunduvalt suuremad. Paremini korreleeruvad sesoonide tüübikeskmised rõhuväljad üldise aastakeskmise rõhuväljaga kevadel (91,9%) ja sügisel (89,4%), tunduvalt kehvemini aga talvel ja suvel, korrelatsioonikoefitsiendid vastavalt 78,1% ja 74,2%.

### 3. Tsirkulatsioonitüüpide esinemisstatistika

Atmosfääri tsirkulatsiooni klassifikatsioonid PTT\_SLP ja PTT\_500 on arvatud kolmekümneaastase perioodi 1968–1997 jaoks. Tabelis 1 on toodud mõlema klassifikatsiooni jaoks sesoonne ja aastakeskmise esinemisstatistika. Sesoonid on valitud

**Tabel 1.** Tsirkulatsioonitüüpide sesoonsed ning aastakeskmised esinemissagedused (%) PTT\_SLP ja PTT\_500 klassifikatsioonide jaoks 1968–1997.

**Table 1.** Seasonal and annual occurrences of weather types (%) for the PTT\_SLP and PTT\_500 classifications in the period 1968–1997.

Tüüp	Talv		Kevad		Suvi		Sügis		Aasta	
	SLP	500	SLP	500	SLP	500	SLP	500	SLP	500
A	18,7	16,0	22,5	18,8	19,0	20,4	16,9	14,7	19,3	17,5
C	11,7	14,1	13,6	14,4	18,7	16,5	14,4	15,3	14,6	15,1
N	3,0	5,0	4,1	4,0	6,5	4,0	4,1	4,6	4,5	4,4
NO	1,7	0,8	3,4	1,2	3,6	1,3	1,9	1,0	2,7	1,1
O	2,1	0,7	3,4	0,6	2,0	0,8	1,5	0,2	2,3	0,6
SO	3,3	0,9	3,2	1,2	1,4	1,0	1,9	0,3	2,4	0,9
S	7,1	2,8	5,4	4,0	3,4	4,7	6,0	2,9	5,5	3,6
SW	9,6	7,9	7,8	10,1	7,7	10,8	9,7	9,2	8,7	9,5
W	10,0	12,2	6,6	10,9	5,4	7,9	9,6	14,3	7,9	11,3
NW	6,9	12,1	3,7	7,9	4,4	6,6	7,5	11,6	5,6	9,5
AN	0,9	1,6	1,7	1,3	2,2	1,4	1,4	1,3	1,6	1,4
ANO	0,7	0,3	1,9	0,4	1,6	0,7	0,9	0,3	1,3	0,4
AO	0,6	0,4	1,7	0,3	1,3	0,3	0,7	0,2	1,1	0,3
ASO	1,1	0,3	1,8	0,2	1,0	0,6	1,3	0,0	1,3	0,3
AS	2,4	0,8	2,0	2,1	1,3	1,6	1,7	0,5	1,9	1,3
ASW	3,4	2,4	2,3	3,0	1,9	2,6	3,1	3,0	2,7	2,7
AW	3,4	3,9	2,2	3,7	1,8	3,6	3,6	4,3	2,8	3,8
ANW	2,6	3,9	1,4	3,3	1,6	3,3	1,9	3,8	1,9	3,6
CN	1,0	1,4	1,5	0,9	2,3	1,4	1,2	1,3	1,5	1,3
CNO	1,0	0,3	1,0	0,5	1,3	0,4	0,7	0,3	1,0	0,4
CO	0,7	0,5	1,1	0,2	0,6	0,4	0,8	0,1	0,8	0,3
CSO	0,7	0,3	0,9	0,5	0,5	0,2	0,4	0,3	0,6	0,3
CS	0,9	0,8	1,6	1,2	1,3	2,1	1,6	1,1	1,4	1,3
CSW	1,8	2,4	2,5	3,3	3,0	3,0	2,2	2,4	2,4	2,8
CW	0,5	4,0	1,4	3,3	2,9	2,1	3,2	3,6	2,5	3,3
CNW	1,8	4,1	0,9	2,6	1,5	1,7	1,4	3,3	1,4	2,9
U	0,3	0,4	0,4	0,2	1,8	0,8	0,4	0,3	0,7	0,4

kolmekuuliste gruppide: detsember, jaanuar, veebruar – talv; märts, aprill, mai – kevad; juuni, juuli, august – suvi ja september, oktoober, november – sügis. Enamlevinud tsirkulatsioonitüübid kõigil aastaaegadel mõlema taseme klassifikatsioonides on antitsüklaalne (A) ja tsüklaalne (C). Keskmiselt esineb neid pööriselisi tüüpe aastas kokku ligikaudu 33% juhtudest, suvel natuke enam ja talvel vähem. Teise suurema grupi moodustavad suunatüübid (N, NO...NW), mida summaarselt on ca 40%, kusjuures nende esinemissagedus on suurem talvel ja väiksem suvel. Suurima panuse sellesse sesoonsesse muutusse annavad läänekaarte tüübid. Hübriidtüüpide osakaaluks jääb ca 25%, nendel olulist sesoonset muutlikkust ei esine. Tabelist 1 on näha, et valitsevate õhuvoolude suunad on läänekaartest nii suuna- kui ka hübriidtüüpide korral. Võrreldes omavahel mõlema klassifikatsiooni esinemissagedusi, on PTT\_500 klassifikatsioonis oluliselt kasvanud läänekaarte tüüpide osakaal. Arvestades juurde ka hübriidsed juhud, on

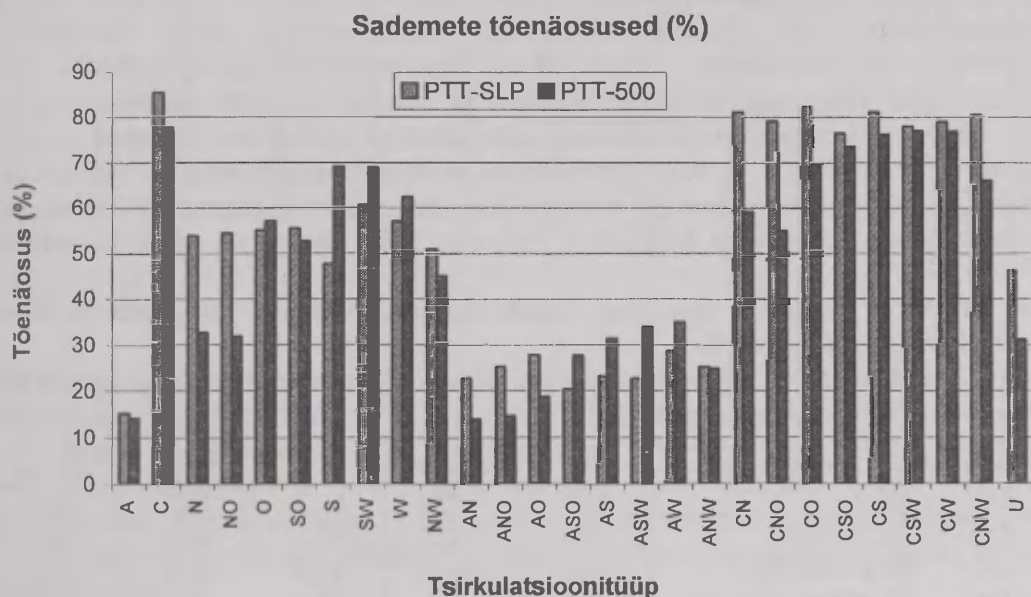
idakaarte tüüpide hulk vähenenud ca 3 korda, moodustades 500 hPa tasemel vaid 4,5% kõigist päevist.

#### 4. Tsirkulatsioonitüüpide seosed Eesti ilmastikuga

##### 4.1. Sademete esinemise tõenäosus

Eesti ilmastikku iseloomustatakse ajavahemikul 1968–1997 Pärnu meteoroloogiajaamas (58,37°N, 24,52°E) registreeritud ööpäeva keskmiste õhu-temperatuuride ja sademesummadega. Sademete puhul kasutame järgmisi karakteristiku-  
istikuid: sademete tõenäosus mingis kuus, mis on sajupäevade (sademeid esinenud vähemalt 0,1 mm ööpäevas) arvu suhe päevade koguarvu, ja kuukeskmisi sademete päevasummasid, mis arvutakse ainult sajupäevadest.

Sademete tõenäosus mõlema klassifikatsiooni jaoks on esitatud joonisel 2, kust on näha, et saju tõenäosus sõltub väga oluliselt õhu pöörlemise suunast: suurimad saju tõenäosused esinevad tsüklonaalsete ja väikseimad antitsüklonaalsete tüüpide korral. Õhumasside pöörlemise suund ja tugevus on määratud resultantpöörisega  $Z$ : positiivse väärtuse korral on tegemist tsüklonaalse (vastupäeva), negatiivsete korral antitsüklonaalsega (päripäeva) liikumisega. Tsirkulatsiooniindeksite arvutamisel on kasutatud geostroofilist lähendit, mis ei kehti atmosfääri piirkihis ja kõverate isobaaride korral. Hõõrdejõu mõju põhjustab tsüklonaalse liikumise korral õhumassi liikumise pöördumist isobaari sihist tsükloni keskme suunas. See õhumasside kokkukuhjumine põhjustab tsükloni keskmes ülessuunatud voolu. Antitsüklonaalse liikumise korral on vastupidi, tekivad allasuunatud voolud. Vertikaalsed liikumised on oluline põhjus sademete tekkel,



**Joon. 2.** Sademete esinemise aastakeskmised tõenäosused (%) PTT\_SLP ja PTT\_500 klassifikatsioonide tsirkulatsioonitüüpide korral aastatel 1968–1997.

**Fig. 2.** Annual mean precipitation probabilities (%) for the circulation types of PTT\_SLP and PTT\_500 classifications at 1968–1997.



sest ülesliikuv õhk jahtub ja veeaur hakkab kondenseeruma. Allaliikuv õhk soojeneb ja selles olev vesi aurub uuesti.

PTT\_SLP klassifikatsiooni korral erineb sademete tõenäosus erinevate suunaga tüüpide korral suhteliselt vähe (maksimaalselt 12,9% tüüpide S ja SW vahel), PTT\_500 puhul võib erinevus olla kohati kuni kaks korda (nt N ja NO võrreldes S ja SWga). Seletada saab seda sellega, et sademed on rohkem määratud vertikaalsete liikumistega alumistes õhukihtides. Kui uurida PTT\_500 tüüpidele vastavaid õhurõhu välju merepinna tasemel (ei ole esitatud selles töös), siis mitmete tüüpide korral on baariliste süsteemide asetusd jaotus erinevad, kui need on vastavate PTT\_SLP tüüpide korral.

Vaatleme nüüd sademete tõenäosuse sõltuvust pöörise kõrgusest, seejuures kasutame resultantpöörise Z lisaks merepinna ja 500 hPa tasemele ka vahepealsetel isobaarpindadel (850 ja 700 hPa). Pöörise kõrguseks nimetame antud juhul seda isobaarpinna kõrgust, milleni Z väärtus ei muuda märki alates merepinna tasemest. Arvestades koos tsüklonaalset ja antitsüklonaalset juhtu, ulatub samasuunaline pöörise merepinnalt 500 hPa tasemini keskmiselt tõenäosusega 73%. Tabelis 2 on toodud tulemused sesoonide jaoks ja üldine aastakeskmine. Sademete tõenäosuse sõltuvus pöörise kõrgusest on ilmne kõigil juhtudel: mida kõrgemale pöörise ulatub, seda suuremad (tsüklonaalsel juhul) või väiksemad (antitsükloni juhul) on sademete tõenäosused. Sademete tõenäosustel esineb märgatav sesoonne muutlikkus, olles talvel ja sügisel oluliselt kõrgemad, kui kevadel ja suvel. Samasugust sesoonset muutlikkust võib märgata enamike tsirkulatsioonitüüpide korral.

#### 4.2. Sademete summad

Õöpäevaste sademesummade kirjeldamiseks kasutame PTT\_SLP klassifikatsiooni, kuna see osutus sobivaimaks sademete muutlikkuse kirjeldamisel (Post *et al*, 2002). Tsirkulatsioonitüüpidele vastavad sesoonsed sademesummad koos variatsiooni kordajatega on toodud tabelis 3. Sarnaselt sademete tõenäosustega on ka ööpäevased sademesummad kõige suuremad tsüklonaalsete ja vähimad antitsüklonaalsete tüüpide korral. Lisaks esineb sesoonne muutlikkus: sademehulgad on üldjuhul suurimad suvel ja vähimad talvel. Tabelis 3 on toodud sesoonsete sademesummade jaoks ka variatsiooni kordajad, mis on standardhälbe suhe aritmeetilisse keskmisesse. Jagamine tsirkulatsioonitüüpidesse peaks vähendama tüübisisest hajuvust, kuid tabelist on näha, et paljude

**Tabel 2.** Pärnus sademete esinemise tõenäosuse (%) sõltuvus sesoonselt ja aasta keskmiselt pöörise kõrgusest Z.

**Table 2.** The dependence of precipitation probability (%) in Pärnu on the height of the total vorticity Z seasonally and annually.

Pöörise suund	Pöörise kõrgus	Talv	Kevad	Suvi	Sügis	Aasta
Z>0	SLP	85,1	70,9	65,7	84,0	76,1
Z>0	SLP, 850	85,4	75,0	72,0	86,3	79,7
Z>0	SLP, 850, 700	86,2	76,9	72,8	88,4	81,1
Z>0	SLP, 850, 700, 500	86,4	76,7	73,2	89,6	81,6
Z<0	SLP	39,6	22,4	18,3	33,1	28,6
Z<0	SLP, 850	36,5	17,2	17,1	30,0	25,3
Z<0	SLP, 850, 700	35,3	15,8	15,3	27,8	23,7
Z<0	SLP, 850, 700, 500	34,3	14,9	13,8	26,4	22,4

**Tabel 3.** Sesoonsed ja aastased päevakeskmised sademesummad Pärnus 1968–1997 koos variatsioonikordajatega PTT\_SLP klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpide jaoks.

**Table 3.** Seasonal and annual mean daily precipitation sums and their variation coefficients for the weather types of PTT\_SLP classification in Pärnu 1968–1997.

Tüüp	Sademete päevasummad (mm)					Variatsiooni kordajad				
	Talv	Kevad	Suvi	Sügis	Aasta	Talv	Kevad	Suvi	Sügis	Aasta
A	0,8	1,3	2,5	1,6	1,4	<b>1,60</b>	<b>2,22</b>	<b>1,99</b>	<b>1,50</b>	<b>2,02</b>
C	5,2	4,6	7,5	7,2	6,2	0,84	0,98	1,15	0,87	1,04
N	1,4	1,9	3,3	2,2	2,3	<b>1,61</b>	<b>1,63</b>	<b>1,68</b>	<b>1,72</b>	<b>1,76</b>
NO	1,4	3,8	5,1	2,8	3,5	0,84	1,10	<b>1,68</b>	<b>1,32</b>	<b>1,59</b>
O	2,0	3,0	3,2	5,1	3,2	1,16	1,07	<b>1,40</b>	<b>1,25</b>	<b>1,33</b>
SO	2,3	2,8	4,4	4,2	3,0	1,08	1,10	1,09	1,01	1,13
S	2,1	2,1	3,3	3,3	2,6	1,00	1,05	1,17	1,00	1,09
SW	2,9	2,3	3,1	3,8	3,1	1,03	1,02	<b>1,41</b>	<b>1,20</b>	1,20
W	2,3	2,7	3,2	2,8	2,6	1,08	1,14	<b>1,44</b>	1,11	1,17
NW	1,6	1,6	4,8	2,3	2,3	1,14	1,05	0,95	<b>1,21</b>	1,25
AN	1,9	0,9	1,6	2,1	1,6	0,85	<b>1,56</b>	<b>2,22</b>	<b>1,37</b>	<b>1,51</b>
ANO	1,1	2,6	2,9	0,8	1,9	<b>1,19</b>	<b>1,42</b>	1,12	1,03	<b>1,39</b>
AO	1,2	3,1	3,1	3,6	2,7	<b>1,52</b>	<b>1,41</b>	0,48	<b>1,35</b>	1,26
ASO	1,4	1,4	5,4	0,7	2,3	<b>1,20</b>	0,92	1,13	<b>1,21</b>	<b>1,55</b>
AS	1,1	2,3	3,3	1,6	1,7	<b>1,44</b>	<b>1,40</b>	1,13	<b>1,67</b>	<b>1,49</b>
ASW	0,8	1,1	0,9	1,3	1,0	1,06	1,01	0,96	0,98	1,02
AW	1,0	0,8	0,2	1,7	1,2	1,15	1,09	0,69	1,15	1,24
ANW	0,6	1,0	2,4	2,0	1,3	1,10	0,93	0,90	<b>1,49</b>	<b>1,48</b>
CN	1,7	3,1	5,4	3,6	3,8	0,75	1,03	1,17	<b>1,47</b>	<b>1,31</b>
CNO	2,7	3,0	9,8	4,7	5,2	<b>1,56</b>	1,00	1,11	1,15	<b>1,42</b>
CO	3,1	5,1	4,2	5,9	4,7	0,62	1,00	1,12	0,96	1,01
CSO	3,3	3,0	2,2	3,7	3,0	0,95	0,95	<b>1,64</b>	<b>1,24</b>	1,08
CS	3,8	3,5	9,3	5,4	5,5	<b>1,20</b>	0,86	1,00	0,91	1,13
CSW	4,9	2,8	5,1	7,9	5,2	0,79	1,13	1,11	0,67	0,96
CW	4,7	3,1	3,1	5,1	4,3	0,89	0,79	<b>1,44</b>	0,84	0,97
CNW	2,8	2,6	5,4	5,0	4,0	0,92	1,12	0,97	0,94	1,04
U	1,4	1,1	6,1	3,5	3,8	1,08	0,98	1,09	<b>1,21</b>	<b>1,35</b>
Kogum	2,8	3,0	5,3	4,3	3,8	1,19	1,18	1,33	1,16	1,30

tüüpide korral on tüübisine hajuvus suurem kui täiskogumi oma. Enamasti on tegu antitsükloonaalsete tüüpidega, lisaks veel mõned suunatüübid.

Samas on antitsükloonaalsete tüüpide roll sademete hulga määramisel üsna tühine, andes kogusummast vaid umbes 5%. Näiteks annab ainuüksi C tüüp 40,7% ja tsükloonaalsed hübriidid lisaks veel ca 22% kuukeskmisest sademesummast. Mingi tsirkulatsioonitüübi panust sademete koguhulga määramisel saame hõlpsasti arvutada järgneva valemiga

$$\frac{ES_{TÜÜP} \times ST_{TÜÜP} \times KSH_{TÜÜP}}{ST_{SUM} \times KSH_{SUM}}, \quad (8)$$

kus  $ES_{TÜÜP}$ ,  $ST_{TÜÜP}$  ja  $KSH_{TÜÜP}$  on tsirkulatsioonitüübile vastav esinemissagedus, sademete tõenäosus ja päevakeskmise sademesumma ning  $ST_{SUM}$  ja  $KSH_{SUM}$  tähistavad vastavalt üldist sademete tõenäosust ja ööpäeva keskmist sademesummat. Üle kogu perioodi 1968–1997 on sademete tõenäosus 50,2%, üldise päevakeskmise sademesumma, mis on 3,8 mm, võime leida tabelist 3.

Nii suunatüüpide kui tsükloonaalse tüübi korral esineb suur sesoonne muutlikkus panuse andmisel sademete kogusummasse. Talvel sajab 34,8% kõikidest sademetest C tüübi korral, kuid suvel peaaegu pool – 47,9%. Suunatüübid panustavad talvel peaaegu kaks korda rohkem kui suvel, vastavalt 39,2 ja 22,6%. Põhiliselt on sesoonne muutlikus põhjustatud tsirkulatsioonitüüpide esinemissagedustest, suunatüüpide puhul võimendab talve ja suve erinevust lisaks veel see, et sademete tõenäosused on talvel suuremad kui suvel.

#### *4.3. Temperatuurihälbed*

Tsirkulatsioonitüüpide seostamisel temperatuuriga kasutame Pärnus mõõdetud ööpäeva keskmisi õhutemperatuure. Et tüüpe oleks parem omavahel võrrelda, siis kasutame hälbed pikaajalisest kuukeskmisest temperatuurist. Sel juhul on lihtne märgata, millal mingi tüüp toob keskmisest külmemat või soojemat ilma. Meie varasemas töös on selgunud (Post *et al*, 2002), et õhutemperatuuri kirjeldamiseks sobib kõige paremini klassifikatsioon, mis on tehtud 500 hPa tasemel, seepärast vaatamegi põhiliselt seoseid selle klassifikatsiooniga. Tabelis 4 on toodud tsirkulatsioonitüüpidele vastavad sesoonsed temperatuurihälbed pikaajalisest keskmisest ja nende standardhälbed. Poolpaksus kirjas on näidatud standardhälbed, mis on andmekogumi omast suuremad. Enamasti on tegu idakaarte tüüpidega, mille osakaal on PTT\_500 klassifikatsioonis tühine.

Joonisel 3 on esitatud Pärnu temperatuurihälvete aastased käigud olulisemate tsirkulatsioonitüüpide jaoks. Joonisel 3a on aastased käigud pööriseliste tüüpide A ja C jaoks mõlemal kõrgusel. Käigud on selgelt vastasfaasis; A tüübi korral on soojem suvel ja talvel külmem, C korral vastupidi. Samas on C tüübi korral 500 hPa tasemel selge aastane käik, kuid kogu aasta on üldisest kuukeskmisest madalamad temperatuurid (vt ka tabel 4). Jooniselt 3b on näha, et PTT\_500 klassifikatsiooni korral on temperatuurihälvetel oluline sõltuvus õhumasside levimise suunast, N-tüübi valitsedes on alati keskmisest külmem ja S tüübi korral enamasti soojem ilm. W ja O tüüp on selgelt vastasfaasilise käiguga. Läänetyübi (W) korral on suved jahedamad ja talved soojemad, tingituna õhumasside merelisest päritolust. Idatüüp (O) toob aga talvel pakast ja suvel soojemat ilma. Samas tuleb veelkord mainida, et idakaarte tüüpe esineb PTT\_500 klassifikatsioonis äärmiselt harva. Oktoobris pole O tüüpi esinenud näiteks kogu 30-aastase perioodi jooksul (joonis 3b). Vaheilmakaaretüüpide korral on aastased käigud kahe naabertüübiga võrreldes midagi vahepealset. Hübriidtüüpide korral sõltub aastane käik vastavatest pööriselise- ja suunatüübist. Kui käigud on samas faasis, siis käigu amplituud võimendub, kui ei, siis surutakse kõik maha.

#### **5. Diskussioon ja kokkuvõte**

Käesolevas töös on algselt Jenkinsoni ja Collisoni (1977) poolt loodud atmosfääri tsirkulatsiooni klassifikatsiooni skeemi rakendatud Läänemere piirkonnas ja leitud seoseid klassifikatsiooni tüüpide ja Eesti (Pärnu) ilmastiku vahel.



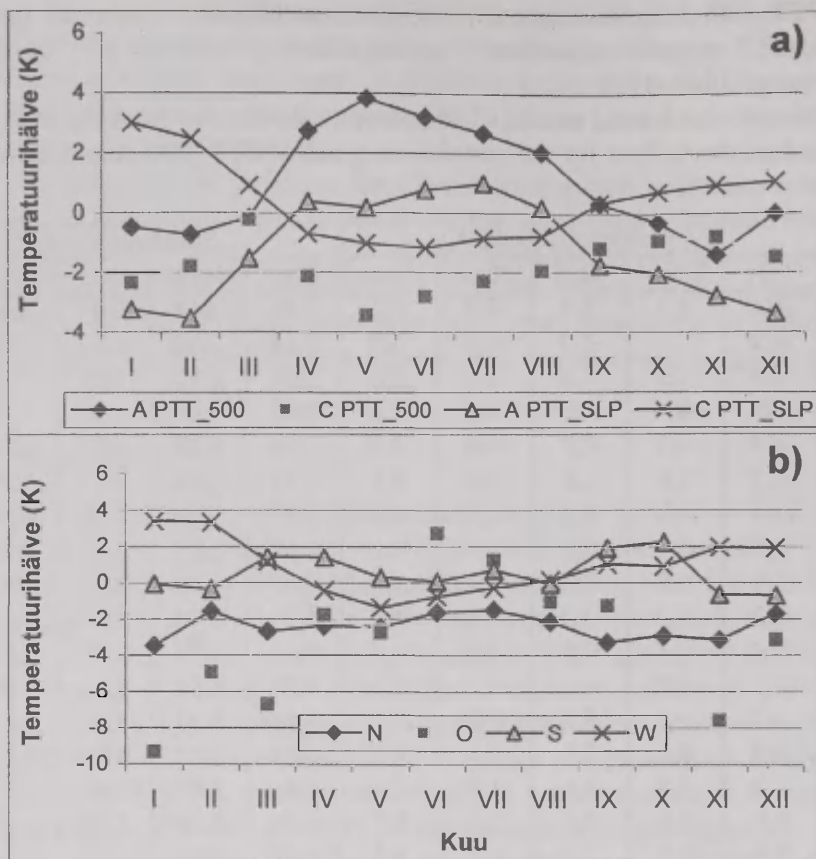
**Tabel 4.** PTT\_500 klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpidele vastavad sesoonsed ja aastakeskmised temperatuurihälbed pikaajalisest keskmisest Pärnus koos standardhälvetega 1968–1997.

**Table 4.** Seasonal and annual means of temperature deviations from the long term mean and their standard deviations for the circulation types of PTT\_500 classification in Pärnu 1968–1997.

Tüüp	Temperatuurihälbed (°K)					Standardhälbed (°K)				
	Talv	Kevad	Suvi	Sügis	Aasta	Talv	Kevad	Suvi	Sügis	Aasta
A	-0,4	2,3	2,7	-0,4	1,2	4,92	<b>4,18</b>	2,61	<b>3,87</b>	<b>4,17</b>
C	-1,9	-1,7	-2,3	-1,0	-1,7	<b>6,10</b>	2,86	1,83	3,30	3,80
N	-2,3	-2,5	-1,8	-3,1	-2,4	5,56	2,92	2,05	3,34	3,82
NO	-5,1	-2,4	-0,9	-2,2	-2,4	<b>5,88</b>	<b>3,80</b>	1,67	2,81	3,87
O	-6,3	-4,7	0,9	-5,0	-3,3	5,56	<b>4,35</b>	1,87	<b>6,79</b>	<b>5,26</b>
SO	-2,3	1,6	1,8	1,0	0,7	4,43	<b>3,84</b>	2,81	<b>7,28</b>	<b>4,43</b>
S	-0,4	1,0	0,3	1,3	0,6	4,30	3,09	2,13	<b>3,85</b>	3,30
SW	2,5	0,8	0,2	1,9	1,2	3,68	3,00	2,01	2,96	3,03
W	2,8	0,0	-0,3	1,3	1,1	4,44	3,00	2,28	2,98	3,54
NW	0,2	-1,3	-1,5	-0,8	-0,7	<b>5,74</b>	3,05	2,05	3,12	4,05
AN	-2,6	-0,6	0,0	-2,9	-1,6	<b>5,76</b>	3,75	2,32	2,88	<b>4,13</b>
ANO	-8,2	-0,2	-0,1	-3,7	-2,3	<b>5,83</b>	<b>4,84</b>	<b>2,94</b>	1,94	<b>4,93</b>
AO	-6,7	-0,2	3,5	-0,3	-1,2	5,04	<b>5,33</b>	<b>3,01</b>	<b>4,01</b>	<b>5,93</b>
ASO	-0,8	0,6	2,1	-3,6	1,0	<b>6,25</b>	<b>5,75</b>	<b>3,00</b>	0,00	<b>4,50</b>
AS	-1,9	3,0	3,3	1,9	2,2	4,43	3,74	1,94	<b>4,20</b>	3,85
ASW	0,3	2,1	2,3	2,0	1,7	4,46	3,40	2,34	3,37	3,51
AW	2,9	0,7	1,2	1,9	1,7	3,97	2,91	2,48	2,80	3,19
ANW	1,6	0,0	0,1	0,3	0,5	5,21	2,98	2,05	3,18	3,66
CN	-5,5	-3,3	-2,9	-2,9	-3,7	5,51	<b>5,20</b>	2,14	2,85	<b>4,19</b>
CNO	-7,6	-6,4	-2,7	-0,7	-4,6	4,79	<b>5,30</b>	2,41	2,53	<b>4,81</b>
CO	-1,9	-2,3	-0,5	1,0	-1,3	3,46	<b>5,51</b>	2,39	1,00	3,40
CSO	-5,8	-1,9	-1,0	-0,1	-2,2	<b>5,72</b>	<b>4,43</b>	2,38	2,63	<b>4,46</b>
CS	-0,1	0,3	-1,5	0,3	-0,5	4,67	2,63	1,95	2,46	2,87
CSW	1,9	-0,3	-0,9	1,7	0,4	4,17	2,53	1,73	2,75	3,08
CW	1,7	-1,5	-1,5	0,7	0,1	5,21	3,22	1,90	2,30	3,85
CNW	-1,1	-2,9	-3,0	-2,0	-2,1	<b>6,58</b>	3,08	2,46	3,03	<b>4,59</b>
U	-4,2	-0,9	-0,6	-2,9	-1,9	<b>7,17</b>	<b>3,98</b>	<b>2,92</b>	<b>5,47</b>	<b>4,89</b>
Kogum						5,58	3,79	2,90	3,56	4,07

Klassifitseerimise skeem on füüsikaliselt lihtsalt interpreteeritav ja tüüpidele vastavad rõhuväljad eristuvad selgesti. Tsirkulatsioonitüübid eristuvad ka Pärnu sademete ja temperatuurijaotuse järgi. Tegemist on sünoptilise klassifikatsiooniga ning tsüklonaalsete tüüpide suuremad sademesummad ja kõrgemad sademete esinemis- tõenäosused ning antitsüklonaalsete tüüpide kuivus seda ka kinnitavad. Samuti on lihtsalt jälgitav suunatüüpide mõju temperatuurile: põhjatüübid toovad külmemat ilma, lõunatüübid soojemat. See kõik vastab meie tavaettekujutusele sünoptilise mastaabi mõjust ilmastikule.

Ehkki ilmaelementide determinatsioonikordajate väärtused olid nende klassifi- katsioonide jaoks kõrgemad kui *Grosswetterlageni* puhul (Post *et al*, 2002), jääb



**Joon. 3.** Temperatuurihälvete aastased käigud Pärnus 1968–1997: a) A ja C tüübi jaoks PTT\_SLP ja PTT\_500 klassifikatsioonides; b) N, O, S ja W tüübi jaoks PTT\_500 klassifikatsioonis.

**Fig. 3.** Annual cycles of temperature deviations in Pärnu 1968–1997: a) for A and C types of PTT\_SLP and PTT\_500 classifications; b) for N, O, S and W types of PTT\_500 classification.

tüüpidesisene variatsioon siiski sageli kõrgemaks kui kogu andmestiku oma. See esineb tavaliselt mõningate harvaesinevate tüüpide korral. Kindlasti on väga raske leida üht klassifikatsiooni, mis seostuks paljude erinevate ilmaelementidega ning lihtsam on valida nii temperatuuri kui ka sademete jaoks erinevad tsirkulatsiooniindeksid.

Selline sünoptiline klassifikatsioon sobib kindlasti regionaalse atmosfääri tsirkulatsiooni ajalise muutlikkuse uurimiseks, sest kajastab piisavalt hästi erinevaid atmosfääri liikumise seisundeid.

## Tänuavaldused

Käesolevat tööd on toetatud Eesti Teadusfondi grandist nr 4347. NCEP/NCAR järelanalüüsi andmestik on avaldatud East Anglia Ülikooli kliimauuringute rühma koduleheküljel: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncp/> ning sealt lahkesti kasutatav. Pärnu meteoandmete eest on autorid tänulikud EMHI kolleegidele.

## **Kirjandus**

- Buishand, T.A., Brandsma, T., 1997. Comparison of circulation classification schemes for predicting temperature and precipitation in the Netherlands. *Int. J. Climatol.* 17, 875-889.
- Gerstengarbe, F.W., Werner, P.C., Busold, W., Rüge, U., Wegener, K.-O., 1993. Katalog der Grosswetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. Ber. Dtsch. Wetterdienstes, 113, 4<sup>th</sup> ed., Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, Germany.
- Jenkinson, A.F., Collison, F.P., 1977. An initial climatology of gales over the North Sea. Synoptic Climatology Branch Memorandum, Meteorological Office, Bracknell, 62.
- Kalnay, E. et al, 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, 437-472.
- Keevallik, S., Loitjäär, K., 1999. Euroopa ilmapuustriid ja sünoptiline situatsioon Eestis. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 123-132.
- Keevallik, S., Post, P., Tuulik, J., 1999. European circulation patterns and meteorological situation in Estonia. *Theor. Appl. Climatol.*, 63, 107-116.
- Lamb, H.H., 1972. British Isles weather types and a register of daily sequence of circulation patterns, 1861-1971. *Geophys. Mem.*, Meteorol. Office, London, 110.
- Linderson, M.L., 2001. Objective classification of atmospheric circulation over Southern Scandinavia. *Int. J. Climatol.*, 21, 155-169.
- Post, P., Truija V., Tuulik J., 2002. Circulation weather types and their influence on the temperature and precipitation in Estonia. *Boreal Env. Res.*, 7, 281-289.
- Post, P., Tuulik, J., 1999. Temperatuuri ja sademejaotustest erinevate tsirkulatsioonitüüpide korral Eesti ja Saksamaa jaamades. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 134-143.
- Sepp, M., 1999. Atmosfääri üldise tsirkulatsiooni tüüpide korduvuse seosed Eesti ilmastikuga. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 108-122.
- Sepp, M., Jaagus, J., 2002. Frequency of circulation patterns and air temperature variations in Europe. *Boreal Env. Res.*, 7, 273-279.
- Trigo, R.M., DaCamara, C.C., 2000. Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *Int. J. Climatol.*, 20, 1559-1581.
- Yarnal, B., 1993. *Synoptic Climatology in Environmental Analysis*, Belhaven Press, London.

## **Synoptic Classification of Atmospheric Circulation in the Region of the Baltic Sea and its Connections to Estonian Temperature and Precipitation**

Valdur Truija, Piia Post, Janno Tuulik  
*University of Tartu, Institute of Environmental Physics*

### **Summary**

An existing objective classification scheme of the atmospheric circulation, where daily circulation is determined through the strength, direction and vorticity of the geostrophic flow has been applied over the Baltic Sea region for the time period of 1968–1997. The results at sea level and isobaric level of 500 hPa are presented here. The classification scheme distinguishes certain different weather patterns and is physically easily interpretable. Higher precipitation probabilities of cyclonic weather types and drier anticyclonic types confirm ability of the classification to describe the precipitation regime in Pärnu. Temperature is connected to directional types: northern types bring cold and southern ones warmer weather as well as western types bring marine air masses and eastern one continental ones. All this can be followed in annual cycles of temperature deviations in Pärnu. The classification is certainly suitable for investigation of temporal variability of the regional atmospheric circulation.





**Lisa 1.** PTT SLP klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpidele vastavad keskmised normeeritud õhurõhuväljad (suhtelised ühikud) merepinna tasemel. Sulgudes on toodud tüüpide aastakeskmised esinemissagedused.

**Appendix 1.** Mean sea level pressure fields (relative units) for weather types of PTT SLP classification. In parentheses are presented annual mean occurrences of weather types.



**Lisa 2.** PTT\_500 klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpidele vastavad keskmised normeeritud geopotsiaali väljad 500 hPa tasemel (suhtelistes ühikutes). Sulgudes on toodud tüüpide aastakeskmised esinemissagedused.

**Appendix 2.** Mean fields of geopotential heights (relative units) at 500 hPa level for weather types of PTT 500 classification. In parentheses are presented annual mean occurrences of weather types.

## **Peakomponentanalüüsil baseeruva atmosfääri tsirkulatsiooni klassifikatsiooni rakendamine Põhja-Euroopas**

Valdur Truija, Piia Post  
*Tartu Ülikooli Keskkonnanäüüsika Instituut*

### **1. Sissejuhatus**

Suuremastaabilisel atmosfääri tsirkulatsioonil on määrav roll kohaliku kliima kujundamisel. Üheks atmosfääri tsirkulatsiooni kirjeldamise meetodiks on klassifitseerimine kindlatesse tsirkulatsioonitüüpidesse, mis enamasti on määratud baariliste süsteemide erinevate asetustega (Yarnal, 1993). Atmosfääri tsirkulatsiooni klassifitseerimine võimaldab rõhuvälja kirjeldada väiksema arvu muutujatega. Laialdaselt kasutatakse muutujate vähendamise meetodina peakomponentanalüüsi rakendamist rõhuväljadele (Barry, Carleton, 2001). Iga leitud peakomponent kirjeldab sõltumatult mingi osa kogu rõhuvälja variatsioonist. Klassifikatsiooni aluseks valitaksegi tavaliselt 2–3 esimest peakomponenti, mis kirjeldavad olulise osa kogu välja muutlikkusest, vähendades seejuures oluliselt muutujate arvu. Konkreetse päeva rõhuväljamuster on määratud esimeste peakomponentide mingi kombinatsiooniga.

Käesoleva töö eesmärgiks on rakendada peakomponentanalüüsil baseeruvat atmosfääri tsirkulatsiooni klassifikatsiooni skeemi Läänemere piirkonnas ning leida selle seoseid sademete ja temperatuuri variatsioonidega Eestis. Peakomponentanalüüs on puhtmatemaatiline meetod, seepärast püüame leida klassifikatsioonis kasutatud kolme esimese peakomponendi muutlikkusele füüsikalise selgituse rõhuväljade kaudu. Selleks arvutatakse klassifikatsiooni tüübikeskmiste rõhuväljade jaoks geostroofilise lähendi järgi õhumasside liikumise tsonaalne ja meridionaalne komponent ning kogupööris (indeksid, mis on kasutusel sama kogumiku artikli (Truija *et al*, 2003) klassifikatsioonis).

### **2. Andmed ja meetod**

#### *2.1. Andmed*

Kasutatakse NCEP/NCAR järelanalüüsi ööpäeva keskmisi merepinnale taandatud õhurõhkusid ja geopotentsiaalseid kõrgusi 850 hPa, 700 hPa ja 500 hPa tasemel. Andmed on antud korrapärases 2,5° sammuga võrgustikus maa-ala (80°N–30°N; 60°W–70°E) kohta ajaperioodil 1968–1997 (Kalnay *et al*, 1996).

Sama perioodi ööpäeva keskmised õhutemperatuurid ja sademesummad pärinevad Pärnu meteoroloogiajaamast (58,37°N, 24,52°E, joonis 1).

#### *2.2. Meetod*

Antud atmosfääri tsirkulatsiooni klassifikatsioon baseerub peakomponentanalüüsil ja on algselt loodud Hollandi Kuninglikus Meteoroloogiasinstituudis (Krüizinga, 1979). Algses skeemis kasutati 36punktilist korrapärast andmevõrgustikku. Meie kasutame oma töös 30punktilist võrgustikku keskmega (22,5°E, 60°N), mille asukoht on toodud joonisel



1. Et elimineerida õhurõhuandmete aegreast aastane tsükkel, selleks taandatakse andmed kujule:

$$p_{iq} = h_{iq} - \bar{h}_i, \quad q = 1, \dots, 30; \quad t = 1, \dots, n \quad (1)$$

kus  $h_{iq}$  tähistab mingil konkreetsetel päeval  $t$  võrgustikupunktis  $q$  olevat rõhuvälja väärtust,  $\bar{h}_i$  on nende 30 võrgustikupunkti keskmine õhurõhu väärtus sel päeval ja  $n$  on päevade koguarv perioodil 1968–1997.

Konkreetsel päeval  $t$  taandatud õhurõhuvälja lähendame valemiga

$$\bar{p}_t \approx s_1 \bar{a}_1 + s_2 \bar{a}_2 + s_3 \bar{a}_3, \quad t = 1, \dots, n \quad (2)$$

kus  $\bar{a}_1$ ,  $\bar{a}_2$  ja  $\bar{a}_3$  on rõhuvälja korrelatsioonimaatriksi kolm esimest omavektorit ja  $s_1$ ,  $s_2$ , ja  $s_3$  nende amplituudid. Võrrandit 2 lahendades arvutame amplituudid iga päeva jaoks. Seega suvalise päeva rõhuvälja kirjeldamiseks kasutakse 30 rõhuväljapunkti asemel kolme amplituudi  $s_1$ ,  $s_2$ , ja  $s_3$ .



**Joon. 1.** P27 klassifikatsioonis kasutatud 30 punkti asukohad. Arvudega tähistatud 16 punkti on kasutusel geostroofiliste tsirkulatsiooniindeksite arvutamisel.

**Fig. 1.** Location of 30 gridpoints, used by P27 classification. Data from 16 numbered points are used by calculation of geostrophic circulation indices.

Peakomponentanalüüsi rakendati merepinna taseme õhurõhuväljale ning 500 hPa, 700 hPa ja 850 hPa isobaarpinna geopotentsiaalsete kõrguste väljadele, andmete aegrida hõlmas perioodi 1968–1997. Osutus, et kolm esimest peakomponenti kirjeldavad ca 74–75% ööpäeva keskmiste rõhuväljade muutlikkusest kõikidel tasemetel.

### 2.3. Tsirkulatsioonitüüpide defineerimine

Tsirkulatsioonitüüpide defineerimiseks jagatakse peakomponentide amplituudide esinemispiirkond kolmeks võrdtõenäoliseks osaks: suured, keskmised ja väikesed

väärtused, mida tsirkulatsioonitüüpide nimes tähistavad vastavalt numbrid 1, 2 ja 3. Tsirkulatsioonitüüp on üheselt määratud ühega  $3 \times 3 \times 3 = 27$  kõikvõimalikust kombinatsioonist (sellest tuleneb ka klassifikatsiooni nimetus P27), et amplituudid asuvad nendes vahemikes. Näiteks tüübinimi 213 tähistab, et esimese peakomponendi väärtused on langenud keskmisse gruppi, teine komponent omab keskmisest suuremaid väärtusi, ja kolmas kuulub väikeste väärtuste vahemikku. Tingituna sellisest klassidesse jaotamise viisist, on tüüpide esinemissagedused väga ühtlaselt jaotunud, jäädes enamasti vahemikku 3–5%. Erinevatel kõrgustel tehtud klassifikatsioone eristame seda nivood näitava laiendiga: P27\_SLP – klassifikatsioon merepinna tasemel; P27\_850, P27\_700 ja P27\_500 on vastavalt klassifikatsioonid 850 hPa, 700 hPa, ja 500 hPa isobaarpinnal.

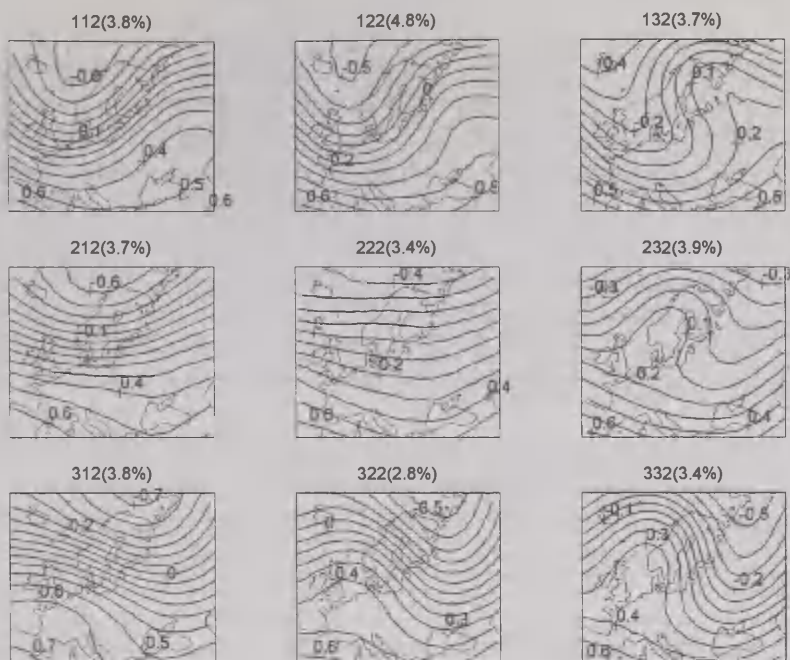
### 3. Tsirkulatsioonitüüpidele vastavad geopotentsiaaliväljad ja peakomponentide interpreteering

Joonisel 2 on toodud tüübi keskmised normeeritud geopotentsiaaliväljad 500 hPa tasemel P27\_500 klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpide jaoks. Nendest väljadest on arvutatud atmosfääri liikumisi klassifitseeritava ala keskkohas (22,5°E, 60°N) kirjeldavad geostroofilised tsirkulatsiooniindeksid: läänevool (W), lõunavool (S) ja resultantpööris (Z). Need on samad tsirkulatsiooniindeksid, mida kasutati Post, Tuulik, Truija (PTT) klassifikatsiooni loomisel (Post *et al.*, 2002).



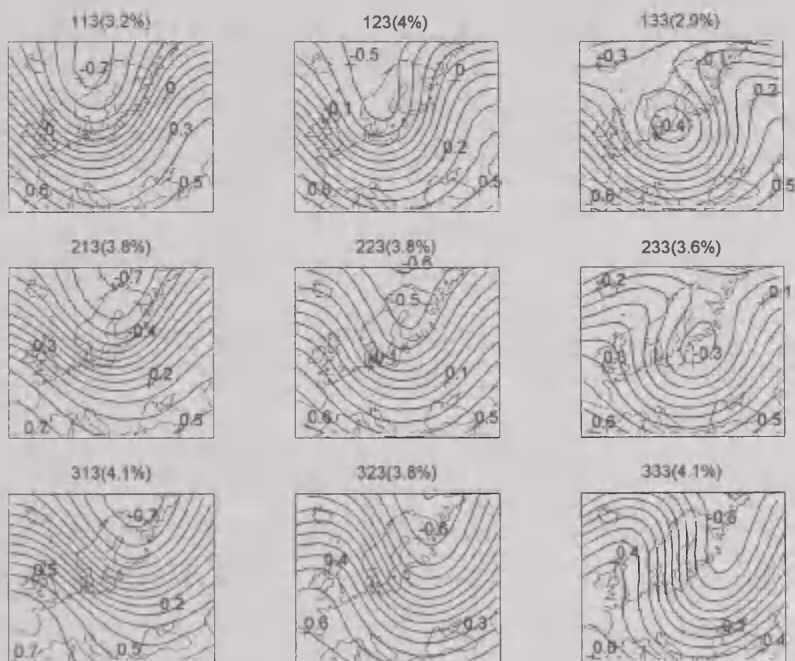
**Joon. 2a.** P27\_500 klassifikatsiooni antitsükloonaalsetele tsirkulatsioonitüüpidele vastavad keskmised normeeritud geopotentsiaaliväljad 500 hPa tasemel suhtelistes ühikutes. Sulgudes on toodud tüüpide aastakeskmised esinemissagedused.

**Fig. 2a.** Mean fields of geopotential heights (in relative units) at 500 hPa level for the anticyclonic weather types of the P27\_500 classification. In parentheses are presented annual mean occurrences of the weather types.



**Joon. 2b.** Sama, mis joonis 2a, kuid tsirkulatsioonitüüpidele, mille kogupöörise komponent omab keskmisi väärtusi.

**Fig. 2b.** As Figure 2a, but for the weather types with medium cyclonic component.



**Joon. 2c.** Sama, mis joonis 2a, kuid tsüklonaalsete tsirkulatsioonitüüpide jaoks.

**Fig. 2c.** As Figure 2a, but for the cyclonic weather types.



Indeksite arvutamisel lähtutakse joonisel 1 toodud 16 nummerdatud punkti andmetest ning valemid selleks võib leida käesoleva kogumiku Truija jt (2003) artiklist.

Tsirkulatsioonindeksid P27\_500 ja P27\_SLP tüübikeskmiste väljade jaoks on esitatud tabelis 1. Kuna tüübikeskmised väljad on enne keskmistamist normeeritud, siis on tsirkulatsioonindeksid suhtelistes ühikutes. Jooniselt 2 ja tabelist 1 nähtub, et 500 hPa tasemel on esimene peakomponent (mis kirjeldab ära suurima osa välja muutlikkusest) seotud lõunavooluga. Tsirkulatsioonitüüpide 1xx korral (x tähistab suvalist arvu 1, 2 või 3) on lõunavoolu komponendi väärtused vahemikus 0,24–0,41, 2xx korral on väärtused enamasti nullilähedased, 3xx korral aga vahemikus -0,24 kuni -0,56, st et keskmine vool on põhjasuunaline. Teine peakomponent on seotud läänevooluga. Kuna 500 hPa nivool

**Tabel 1.** Geostroofilised tsirkulatsioonindeksid (suhtelistes ühikutes) P27\_500 ja P27\_SLP klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpide keskmiste väljade jaoks.

**Table 1.** Geostrophic circulation indices (relative units) for the mean fields of geopotential heights (or pressure) of circulation types of P27\_500 and P27\_SLP classification.

Tüüp	500 hPa isobaarpind			Merepinna tase		
	S	W	Z	W	S	Z
111	0,36	0,54	-0,62	0,20	0,45	-0,81
112	0,41	0,51	0,17	0,21	0,53	-0,19
113	0,36	0,42	0,89	0,16	0,58	0,65
121	0,31	0,27	-0,77	0,45	0,26	-0,76
122	0,37	0,27	0,06	0,51	0,31	-0,02
123	0,34	0,20	0,93	0,46	0,35	0,97
131	0,24	0,00	-0,81	0,64	-0,05	-0,57
132	0,28	-0,09	-0,07	0,67	-0,04	0,16
133	0,28	-0,15	0,96	0,67	-0,01	1,05
211	0,07	0,61	-0,70	-0,06	0,26	-1,06
212	0,05	0,58	0,07	-0,07	0,36	-0,31
213	0,05	0,48	0,90	-0,10	0,35	0,75
221	0,00	0,34	-0,92	0,21	0,06	-0,93
222	-0,04	0,30	-0,12	0,23	0,15	-0,09
223	-0,04	0,26	0,87	0,19	0,17	1,07
231	-0,07	0,03	-0,94	0,42	-0,26	-0,72
232	-0,16	-0,02	-0,17	0,41	-0,27	0,11
233	-0,16	-0,08	0,84	0,37	-0,20	1,25
311	-0,24	0,66	-0,73	-0,32	0,04	-1,12
312	-0,28	0,64	0,02	-0,43	0,06	-0,43
313	-0,27	0,53	0,80	-0,51	0,10	0,86
321	-0,33	0,42	-0,92	-0,11	-0,23	-1,05
322	-0,44	0,42	-0,23	-0,18	-0,27	-0,17
323	-0,40	0,31	0,75	-0,21	-0,20	1,06
331	-0,41	0,15	-1,04	0,14	-0,52	-0,93
332	-0,56	0,10	-0,33	0,06	-0,58	-0,03
333	-0,53	0,05	0,68	0,03	-0,59	1,19

esinevad idasuunalised liikumised väga harva, siis läänevoolu jagamine kolme gruppi annab vastavalt tugevaid (0,42–0,66), keskmisi (0,20–0,42) ja nullilähedasi väärtusi (tabel 1). Läänevoolu komponendi nõrgenemine tähendab ka seda, et rõhuväljal harjad ja lohud tugevnevad. Kolmas peakomponent määrab tsüklonaalsuse, tsirkulatsioonitüüpide xx1 korral pöörlevad õhumassid antitsüklonaalselt, xx3 korral tsüklonaalselt.

Joonisel 2 olevad tüübikeskmised geopotentsiaaliväljad on grupeeritud kolmeks: antitsüklonaalsed tüübid (xx1), tüübid keskmise tsüklonaalsusega (xx2) ja tsüklonaalsed tüübid (xx3). Antud juhul on nende gruppide siseselt kerge märgata esimese ja teise peakomponendi mõju. Vaadeldes tüübi keskmisi geopotentsiaalivälju vasakult paremale, on näha, et samajooned muutuvad meridionaalseteks, st läänevool nõrgeneb. Vaadeldes aga jooniseid ülalt alla, on näha lõunasuunalise voolukomponendi muutumist põhjasuunaliseks.

Samamoodi seostuvad esimesed kolm peakomponenti ka 700 hPa ja 850 hPa rõhuväljal tehtud klassifikatsioonides, kuid merepinna tasemel on esimene ja teine komponent vahetunud; kõige muutlikum komponent on seotud läänevoolu muutustega (tabel 1). Kolmas komponent on kõigil kõrgustel seostatav tsüklonaalsusega.

#### 4. Tsirkulatsioonitüüpide seostamine sademete ja temperatuuridega

Eesti ilmastikku on meil valitud esindama Pärnus mõõdetud ööpäeva keskmised sademesummad ja temperatuurid. Kasutame järgmisi karakteristikuid: sademete tõenäosus, milleks on sajupäevade (sademeid esinenud vähemalt 0,1mm ööpäevas) arvu suhe kogu päevade arvu ja sademete keskmised päevasummad, mis arvutakse ainult sajupäevadest. Temperatuuridega seostamisel on uuritavaks karakteristikuks hälve pikaajalisest kuukeskmisest temperatuurist. Sel juhul on lihtne märgata, millal mingi tüüp toob keskmisest külmemat või soojemat ilma.

Erinevatel rõhuväljadel tehtud klassifikatsioonide võrdluseks kasutame determinatsioonikordajaid. Determinatsioonikordaja  $S$  mingi suvalise kuu jaoks (Buishand, Brandsma, 1997):

$$S = 1 - MSE_{class} / MSE_{ref}, \quad (3)$$

$$MSE_{class} = \frac{1}{nJ} \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^n (y_{ij} - \bar{y}_{k(i,j)})^2, \quad (4)$$

$$MSE_{ref} = \frac{1}{nJ} \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^n (y_{ij} - \bar{y})^2, \text{ kus} \quad (5)$$

$n$  – päevade arv kuus,

$J$  – aastate arv,

$y_{ij}$  – antud kuus päevale  $i$  ( $i = 1, \dots, n$ ) aastal  $j$  ( $j = 1, \dots, J$ ) vastav uuritava suuruse väärtus,

$\bar{y}_{k(i,j)}$  – antud kuus tsirkulatsioonitüübile  $k(i, j)$  vastav uuritava suuruse keskvväärtus,

$\bar{y}$  – antud kuus uuritava suuruse üldine keskmine.

Asendades valemid (4) ja (5) valemisse (3), saame pärast teisendusi:

$$S = \frac{1}{nJ} \sum_{k=1}^K n_k (\bar{y}_k - \bar{y})^2 / s_y^2 = (s_{\hat{y}} / s_y)^2, \text{ kus} \quad (6)$$

$n_k$  – päevade arv kuus, kui esineb tsirkulatsioonitüüp  $k$ ;

$s_y$  – vaatluste standardhälve;

$s_{\hat{y}}$  – ennustatud väärtuste standardhälve.

Determinatsioonikordaja, mis annab selgitatud variatsiooni protsentides, on seostatav korrelatsioonikoefitsiendiga  $r$  ennustatud ja mõõdetud väärtuste vahel järgmiselt:

$$S = r^2. \quad (7)$$

Kõigepealt uurime, millistel tasemetel tehtud P27 klassifikatsioonid on sobivaimad temperatuuride ja sademete muutlikkuse kirjeldamisel. Pärast valime seostamiseks sellisel tasemel tehtud klassifikatsiooni(d), mille korral tüübisisesed variatsioonid on kõige väiksemad, st millega saadud determinatsioonikordajad on kõige suuremad. Determinatsioonikordajad sademete tõenäosuste, sademesummade ja temperatuuride jaoks

**Tabel 2.** Sesoonsed ja aastakeskmised determinatsioonikordajad (%) sademete ja temperatuuri variatsioonide kirjeldamiseks Pärnus P27 klassifikatsiooni jaoks eri nivoodel: 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa ja merepinnal (SLP) ning samade determinatsioonikordajate erinevused PTT klassifikatsiooni (Post *et al*, 2002) omadest (P27–PTT).

**Table 2.** Seasonally and annually averaged mean squared error skill scores (%) for the predicted daily precipitation and temperature (weather elements) in Pärnu by P27 classification at different levels: 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa and the sea level; and the differences between the same mean squared error skill scores and the PTT classification ones (Post *et al*, 2002).

Rõhuvälja tase	P27 klassifikatsioon					Kahe skeemi võrdlus (P27-PTT)				
	Sademete summad									
	Talv	Kevad	Suvi	Sügis	Aasta	Talv	Kevad	Suvi	Sügis	Aasta
500 hPa	17,1	14,8	10,9	18,5	15,3	-0,8	-0,9	-2,7	-0,2	-1,1
700 hPa	19,8	16,1	12,7	20,3	17,2	-1,8	-3,3	-4,0	-1,9	-2,7
850 hPa	21,7	15,7	13,5	22,7	18,4	-5,0	-6,8	-5,1	-4,1	-5,3
SLP	24,2	14,6	13,4	22,5	18,7	-4,2	-7,7	-3,8	-5,3	-5,3
	Sademete tõenäosused									
500 hPa	17,9	20,6	23,7	25,7	20,7	-4,1	-6,1	-4,8	-4,4	-4,5
700 hPa	18,3	24,7	25,5	29,2	23,0	-7,2	-6,9	-5,8	-2,8	-5,3
850 hPa	21,3	25,2	26,1	29,6	24,0	-6,1	-7,7	-5,1	-2,5	-5,0
SLP	21,2	24,5	23,2	27,2	22,6	-5,0	-5,1	-5,1	-4,0	-4,5
	Temperatuurihälbed									
500 hPa	30,9	34,1	43,8	30,7	32,8	14,0	0,6	-2,0	8,9	5,1
700 hPa	34,7	32,6	40,0	31,4	32,6	14,2	0,3	-1,6	8,8	5,1
850 hPa	35,3	25,8	30,7	27,0	27,9	11,2	2,7	-0,5	2,6	3,8
SLP	30,6	17,2	18,0	25,2	21,4	1,8	1,5	1,2	2,4	1,6



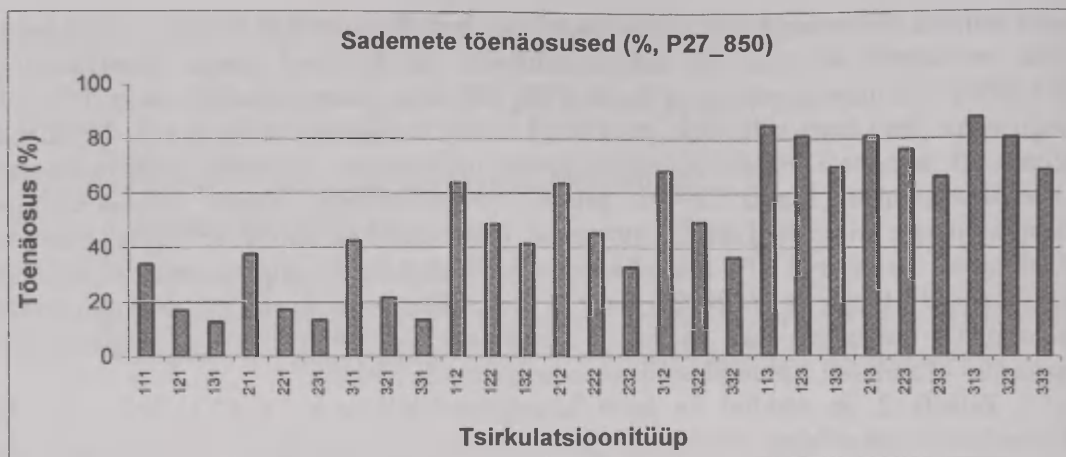
nelja erineva rõhutaseme P27 klassifikatsiooni korral on toodud tabelis 2. Tabelist on näha, et aastakeskmisena on sademesummade kirjeldamisel parim klassifikatsioon P27\_SLP, sademete tõenäosuste jaoks P27\_850 ning temperatuuride jaoks P27\_500. Nagu näha, ühte head rõhuvälja taset kõigi kolme parameetri jaoks ei ole. Tabelist on selgub, et sademete puhul on determinatsioonikordajate muutused erineva kõrguse klassifikatsioonide korral 3–4% piires, temperatuuride korral on determinatsioonikordajate erinevused märksa suuremad. Eriti suured on erinevused suvel ja kevadel. Analoogselt sai uuritud PTT klassifikatsiooni sobivust Eesti temperatuuride ja sademete kirjeldamisel (Truija *et al*, 2003). Ka PTT klassifikatsiooni korral oli sademesummade jaoks parim merepinna tase, sademete tõenäosuste jaoks 850 hPa ning temperatuuride jaoks 500 hPa nivool tehtud klassifikatsioon (Post *et al*, 2002).

Tabelis 2 on toodud ka kahe klassifikatsiooniskeemi (P27 ja PTT) võrdlus determinatsioonikordajate sesoonsete ja aastakeskmiste vahedena. Võrreldes omavahel PTT ja P27 klassifikatsioonide sobivust, on näha, et sademete korral on oluliselt parem PTT skeem, kuid temperatuurihälvete kirjeldamisel P27. Alumiste tasemete klassifikatsioonides (SLP, 850 hPa) kirjeldab PTT skeem sademeid ca 5% paremini kui P27, ülemistel tasemetel (500 ja 700 hPa) on temperatuuri variatsioonide kirjeldamine P27 skeemiga parem 5,3%. Samas kui sademete korral on PTT skeemi paremus aastaringiselt ühtlane, siis temperatuuride korral tuleb P27 paremus esile sügisel ja talvel. See, et P27 kirjeldab PTT skeemist sademeid kehvemini tuleneb ilmselt sellest, et P27 skeemi kohaselt võetakse õhumasside liikumise horisontaalsed (1. ja 2. komponent) ja vertikaalne (3. komponent e tsükloonaalsus määrab tõusvaid ja laskuvaid liikumisi) komponent arvesse võrdse kaaluga, kuid atmosfääris on vertikaalsed liikumised horisontaalsetest tunduvalt nõrgemad.

## 5. Sademete- ja temperatuurijaotuste analüüs

### 5.1. Sademete tõenäosused

Joonisel 3 toome P27\_850 tsirkulatsioonitüüpidele vastavad sademete tõenäosused Pärnus (1968–1997). Kõige üldisemalt (9 kaupa) on grupeeritud joonisel olevad tüübid kolmanda komponendi e pöörise järgi. Jooniselt on näha sademete tõenäosuste oluline sõltuvus pöörise suunast; tüüpide xx1 korral (antitsükloonaalse pöörisega) sademete tõenäosused keskmiselt 54% väiksem kui xx3 tüüpide korral (tsükloonaalse pöörisega). Näiteks P27\_500 klassifikatsiooni korral on tsükloonaalsete (xx3) tüüpide sademete tõenäosused keskmiselt vaid 40% kõrgemad kui antitsükloonaalsetel tüüpidel (xx1), st tüübid eristuvad kehvemini, mida näitab ka madalam determinatsioonikordaja (tabel 2). Vaadeldes joonisel olevaid tüüpe kolmekaupaga, on näha oluline sõltuvus teisest komponendist e läänevoolu tugevusest. Rõhuvälju uurides selgub, et läänevoolu nõrgenemisega (õhuvool meridionaalne või isegi idasuunaline) kaasneb antitsüklonite või tsüklonite liikumine ala keskosa suunas. Antitsükloonaalsetel juhtudel (xx1 tüübid) on ilmne, et tugevnev antitsükloonaalne pööris tähendab sademete tõenäosuse vähenemist. Tsükloonaalsete tüüpide korral (xx3 tüübid) tähendab küll läänevoolu nõrgenemine tsükloni liikumist lõuna suunas, st klassifitseeritava ala keskele, kuid rõhuvälju uurides selgus, et gradient on nõrgenenud ning sellega saab põhjendada, miks ka tsükloonaalsetel juhtudel läänevoolu nõrgenemine tähendab sademete tõenäosuse vähenemist.

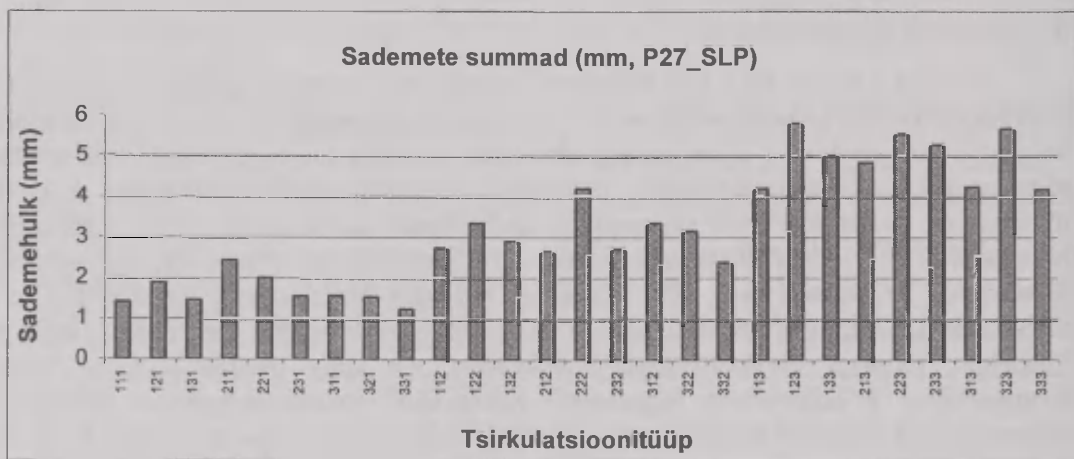


**Joon. 3.** Sademete esinemise aastakeskmised tõenäosused (%) Pärnus P27\_850 klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpide korral aastatel 1968–1997.

**Fig. 3.** Annual mean precipitation probabilities (%) in Pärnu for circulation types of P27\_850 classification 1968–1997.

## 5.2. Sademete summad

Sademete summade kirjeldamisel kasutame P27\_SLP klassifikatsiooni, mille korral oli aastakeskmine determinatsioonikordaja napilt suurem kui 850 hPa taseme klassifikatsioonis (tabel 2). P27\_SLP tsirkulatsioonitüüpidele vastavad sademete ööpäevased summad toome ära joonisel 4, kust on näha, et sarnaselt sademete



**Joon. 4.** Sademete aastakeskmised päevasummad (mm) Pärnus P27\_SLP klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpide korral aastatel 1968–1997.

**Fig. 4.** Annual mean daily precipitation sums (mm) in Pärnu for circulation types of P27\_SLP classification 1968–1997.

tõenäosustega ka sademesummad sõltuvad oluliselt pöörise suunast, olles väiksemad antitsükloonaalsete (xx1) ja suurimad tsükloonaalsete (xx3) tüüpide korral. Sellist läänevoolu muutusest sõltuvust (antud tasemel tähistab seda 1. komponent), nagu see oli sademete tõenäosuste korral, ei esine.

### 5.3. Temperatuurihälbed

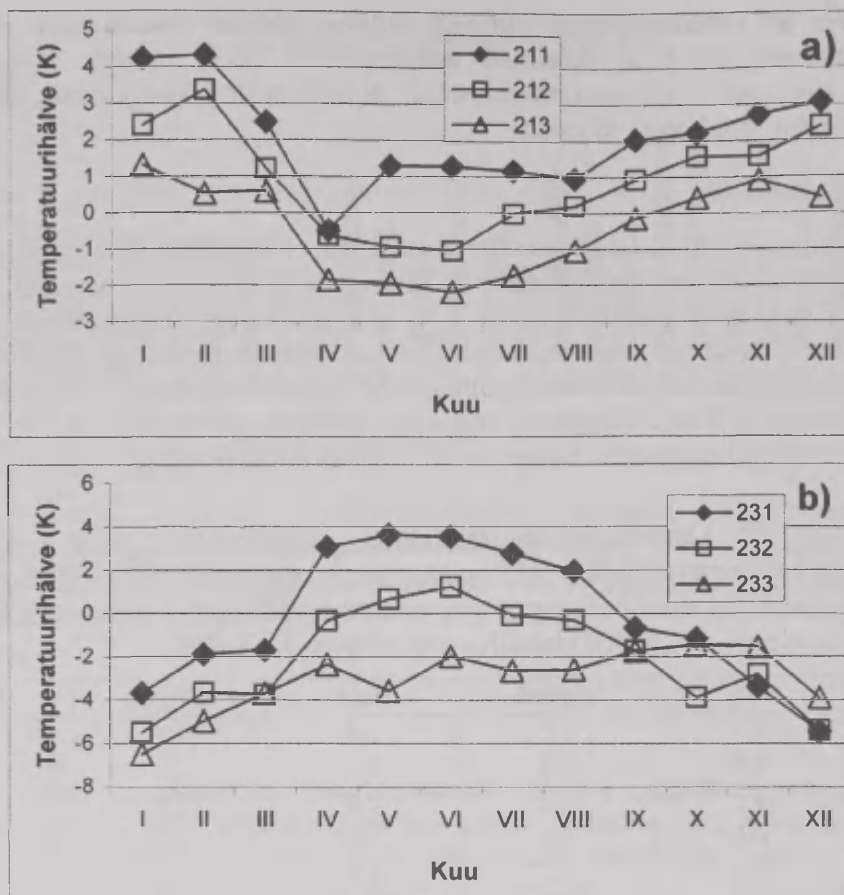
Determinatsioonikordajaid uurides saime teada, et temperatuuri muutlikkust Pärnus kirjeldab kõige paremini klassifikatsioon, mis on tehtud 500 hPa tasemel (tabel 2), kusjuures P27 skeem on oluliselt parem PTT skeemist talvel. Uurime kuidas P27\_500 klassifikatsiooni erinevad tsirkulatsioonitüübid mõjutavad temperatuurirežiimi Eestis. P27\_500 klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpidele vastavad sesoonsed temperatuurihälbed on esitatud tabelis 3. Kõige üldisemalt saab mõju temperatuuridele eristada, kui sorteerida tsirkulatsioonitüübid kolmanda komponendi e tsükloonaalsuse järgi. Antitsükloonaalsete

**Tabel 3.** P27\_500 klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpidele vastavad sesoonsed ja aastakeskmised temperatuurihälbed (°K) pikaajalisest keskmisest Pärnus 1968–1997.

**Table 3.** Seasonal and annual means of temperature deviations (°K) from long term mean for circulation types of P27\_500 classification in Pärnu 1968–1997.

Tüüp	Talv	Kevad	Suvi	Sügis	Aasta
111	3,0	1,9	1,4	3,0	2,5
211	3,8	1,3	1,1	2,4	2,3
311	4,3	1,2	0,3	2,3	2,8
121	0,8	3,6	2,4	1,3	2,2
221	1,0	2,2	1,8	-0,4	1,3
321	1,5	1,0	0,6	-0,1	0,8
131	-2,1	3,2	3,6	-0,5	1,8
231	-3,1	2,4	2,7	-1,5	0,9
331	-0,6	0,0	1,3	-2,1	-0,6
112	3,5	0,7	0,2	2,2	1,7
212	2,7	-0,1	-0,2	1,3	0,9
312	3,2	-0,2	-1,5	0,6	1,4
122	0,8	0,7	-0,2	1,4	0,4
222	-0,7	-0,8	-0,2	-0,3	-0,5
322	-1,3	-1,1	-1,3	-1,4	-1,2
132	-3,0	1,2	0,9	0,1	0,3
232	-4,7	-0,9	0,1	-2,5	-1,3
332	-3,2	-1,4	-1,0	-3,2	-2,2
113	2,6	-0,7	-1,8	1,3	0,7
213	0,8	-0,9	-1,6	0,4	-0,1
313	1,7	-1,1	-3,0	-0,9	0,0
123	0,4	-1,3	-1,9	-0,2	-1,0
223	-2,6	-2,1	-2,5	-0,8	-2,1
323	-2,7	-2,3	-3,2	-2,7	-2,7
133	-2,4	-1,1	-1,7	0,3	-1,3
233	-5,3	-3,2	-2,4	-1,6	-3,0
333	-5,8	-3,2	-3,0	-3,4	-4,1





**Joon. 5.** Temperatuurihälvete aastased käigud P27\_500 klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpide jaoks Pärnus 1968–1997: a) tüüpide 211, 212 ja 213 korral; b) tüüpide 231, 232 ja 233 korral.

**Fig. 5.** Annual cycles of temperature deviations in Pärnu 1968–1997 for weather types of P27\_500 classification: a) for 211, 212 and 213 types; b) for 231, 232 ja 233 types.

(xx1) tüüpide korral, mil klassifitseeritava ala keskosa mõjutab kõrgrõhuhari (joonis 2), on üldjuhul (aasta keskmisena) keskmisest soojem ilm (va tüüp 331) ja tsüklonaalsete (xx3) tüüpide korral, kui ala keskosa asub madalrõhulohu mõjusfääris (joonis 2), on enamasti keskmisest jahedam ilm (va tüüp 113 ja 313). Samas esinevad erinevate tsirkulatsioonitüüpide temperatuurihälvetel olulised aastased käigud. Uurimine näitas, et tsirkulatsioonitüübid eristuvad hästi läänevoolu e teise komponendi järgi. Näiteid selle kohta esitame joonisel 5. Tugeva läänevooluga (x1x) tüüpide korral on oluline Atlandi ookeani mõju, talved on keskmisest soojemad ja suved jahedamad (joonis 5a). Nõrga läänevooluga (x3x) tüüpide korral on temperatuurihälvete aastased käigud vastupidised, talved on külmemad ja suved soojemad (joonis 5b). Jooniselt 5 on ka selgesti märgatav eelpool mainitud pöörise suuna mõju; temperatuurihälbed on kogu aasta jooksul ühtlaselt madalamad xx3 tüüpide ja kõrgemad xx1 tüüpide korral. Ülejäänud (x2x) tüüpide korral selliseid üldistavaid kokkuvõtteid teha ei saa, aastased käigud on suhteliselt ebamäärasead,

kuid tsükloonaalsuse mõju on ikka samasugune, et antitsükloonaalsete tüüpide korral on temperatuurid kõrgemad kui tsükloonaalsete korral.

## 6. Diskussioon ja kokkuvõte

Käesolevas töös on rakendatud peakomponentanalüüsil põhinevat automaatset tsirkulatsiooni klassifikatsiooni skeemi Põhja-Euroopa piirkonna jaoks ja leitud tsirkulatsioonitüüpide ning Pärnu temperatuuride ja sademete vahelisi seoseid. Kuigi skeemil pole füüsikalist tagapõhja, on klassifitseerimisel kasutatud kolm esimest peakomponenti tüübikeskmiste rõhuväljade järgi siiski kergesti füüsikaliselt interpreteeritavad, kirjeldades vastavalt lõunavoolu, läänevoolu ja tsükloonaalsuse muutust 500 hPa, 700 hPa ja 850 hPa tasemel. Merepinna tasemel on aga kaks esimest komponenti vahetunud: esimene e kõige muutlikum komponent määrab hoopis läänevoolu muutusi, teine seega lõunavoolu ning kolmas tsükloonaalsuse nagu ülejäänud rõhuväljadel.

Determinatsioonikordajate võrdlemine näitas, et sarnaselt PTT klassifikatsiooniga on sademete muutlikkus paremini seostatav alumiste (merepind, 850 hPa) ja temperatuuride oma ülemiste (500 hPa, 700 hPa) tasemete klassifikatsioonidega. Temperatuurimuutuste kirjeldamisel Pärnus (Eestis) on P27\_500 klassifikatsioon seniloodutest parim. Võrreldes PTT\_500ga tuleb paremus esile talvel ja sügisel. P27 klassifikatsiooni tsirkulatsioonitüüpide seostamisel sademete ja temperatuuridega eristuvad tüübid hästi.

Sademete tõenäosus ja päevasummad sõltuvad peamiselt pöörise suunast. Sademete tõenäosusel määrab rolli ka läänevoolu muutus, mille nõrgenemine põhjustab tõenäosuse vähenemist nii antitsükloonaalsete (xx1) kui ka tsükloonaalsete (xx3) tüüpide korral. Temperatuurid (klassifikatsiooni P27\_500 korral) on samuti määratud põhiliselt läänevoolu ja kogupöörise komponentidega. Antitsükloonaalsete (xx1) tüüpide korral on aastakeskmisena enamasti keskmisest soojem ja tsükloonaalsetel (xx3) juhtudel külmem. Läänevoolu muutused määravad ära temperatuurihälvete aastased käigud.

Temperatuurimuutuste kirjeldamisel osutus, et mida kõrgemal maapinnast me rõhuvälja klassifitseerime, seda suuremad on determinatsioonikordajad. Edaspidises töös võiks uurida klassifikatsioone veel kõrgematel (300 hPa ja 100 hPa) rõhuvälja tasemetel, mille andmed on nüüd muutunud kättesaadavaks.

## Tänuavaldused

Käesolevat tööd on toetatud Eesti Teadusfondi grandist nr 4347. Valdur Truijat on toetatud Maailma Teadlaste Föderatsiooni (*World Federation of Scientists*) stipendiumiga.

## Kirjandus

- Barry, R.G., Carleton, A.M., 2001. *Synoptic and Dynamic Climatology*, Routledge, London and New York.
- Buishand, T.A., Brandsma, T., 1997. Comparison of circulation classification schemes for predicting temperature and precipitation in the Netherlands. *Int. J. Climatol.*, 17, 875-889.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W.,

- Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, J., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, 437-472.
- Kruizinga, S., 1979. Objective classification of daily 500 mbar patterns. Preprints Sixth Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences, 9-10 October 1979, Banff, Alberta, American Meteorological Society, Boston, MA, 126-129.
- Post, P., Truija, V., Tuulik, J., 2002. Circulation weather types and their influence on the temperature and precipitation in Estonia. *Boreal Env. Res.*, 7, 281-289.
- Truija, V., Post, P., Tuulik, J., 2003. Atmosfääri tsirkulatsiooni sünoptiline klassifikatsioon Läänemere piirkonnas ning selle seosed Eesti sademete ja temperatuuriga. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 93, 100-111.
- Yarnal, B. 1993. *Synoptic Climatology in Environmental Analysis*, Belhaven Press, London.

## **Applying an Eigenvector-Based Classification of the Atmospheric Circulation for Northern Europe**

Valdur Truija, Piia Post

*Institute of Environmental Physics, University of Tartu*

### **Summary**

An eigenvector-based based classification of the atmospheric circulation has been applied for Northern Europe for the time period 1968–1997. Classification scheme has been applied independently for 4 pressure levels: at the sea level, and at higher isobaric levels (850, 700 and 500 hPa). The first three principal component vectors that describe about 74–75 % of variance of daily pressure field have been used for determining the weather type for a certain day. The first three principal components are easily connected with circulation indices of southerly flow, westerly flow and total vorticity. At the sea level the first, the most variable component of the field is connected with westerly flow, but at higher levels with southerly flow. The second principal component is connected conversely, but the third principal component determines the cyclonicity at all levels. The variance of precipitation is basically determined by the third principal component: higher sums and probabilities with cyclonic types (xx3) and lower values with anticyclonic (xx1). For describing temperature variations in Estonia the classification at 500 hPa level (P27\_500) is the best at the moment. The annual cycles of temperature deviations are determined by the changes of westerly flow (second principal component).



## Talve ja kevade seosed Eesti kliimas

Heino Tooming

*Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut*

### 1. Sissejuhatus

Piirkonna kliima all mõistetakse sageli ilma, mis seal harilikult esineb. Kvantitatiivselt parem on määratlus, et kliima on atmosfääri pikaajaliste statistiliste omaduste kogum (Lorenz, 1976). Kliimasüsteemi all mõistame meteoroloogiliste elementide pikaajalist statistilist kogumit, mis toimib teatud alal atmosfääris ja aluspinnas. Jää- ja lumikate koos aluspinna albeedoga on tähtsad kliimasüsteemi komponendid (Robock, 1980). Piirkondlikes kliimasüsteemides ilmnevad huvitavad seaduspärasused. Õnnestus näidata, et ilmastikunähtused kevadel ja talvel on Eestis omavahel seotud ja aastast aastasse väga muutlikud (Tooming *et al*, 1995; Keevallik, Tooming, 1996).

Jää- ja lumikate esinevad suurel osal aastast ning neil on aastast aastasse suur varieeruvus (Haapala, Leppäranta, 1977; Jaagus, 1999; Tooming, Kadaja, 1998; 1999; 2000). Kliimasüsteemi ja Läänemere jääkliimat on traditsiooniliselt uuritud aegridade analüüsi abil (Seinä, Palosuo, 1993; Tarand, 1993; Isemer, 1998). Juba 1953. aastal leidis Palosuo hea korrelatsiooni jääkatte ulatuse ja talve keskmise õhutemperatuuri vahel (Haapala, Leppäranta, 1997). Jäätingimusi Läänemerel on peetud talveperioodi karmuse indikaatoriks. Külmal talvel on Läänemeri kaetud jääga. Soojadel talvel jääkatte ulatus Läänemerel ning lumikatte kestus ja ulatus ümbruskonnas väike. Mõlemal juhul on ümbritsevatel aladel ilmastikutingimused kevadel on väga erinevad.

Lumikate on eelkõige ilmastiku integraator ja kliima indikaator (Tooming, 1997). Lumikatte olemasolu või puudumine mängib tähtsat osa aluspinna albeedo, kiirgusbilansi, õhutemperatuuri ja soojusindeksi kujundajana (Foster *et al*, 1983; Groisman *et al*, 1994; Keevallik, 2001; Keevallik, Tooming, 1996; Namias, 1960; 1985; Tooming, 1960; 1981; 1990; 1996; Tooming *et al*, 1995). Lisaks öeldule, lumikate kui kliima kõikumiste tundlik indikaator mõjustab oluliselt atmosfääri üldist tsirkulatsiooni (Dewey, Heim, 1981; Namias, 1985). Kasutades satelliitide abil saadud kuu keskmise lumikatte andmeid ning meteoroloogiajaamades mõõdetud õhutemperatuuride andmeid leidis Chaoimh (1998) seose lumikatte maksimaalse ulatuse ja aprillikuu temperatuuride vahel Kesk-Euroopas ja Läänemere ümbruses. Korrelatsioonikoefitsiendid olid vahemikus 0,4–0,7. Sarnast probleemi on kogu põhjapoolkera jaoks satelliitide andmete alusel uurinud ka Eesti autorid (Tooming *et al*, 1995; Keevallik, Tooming, 1996). Leiti, et soojusindeks sõltub kuni juunikuuni lumikatte ulatusest Euroopas ja Põhja-Ameerikas tugevamini kui mujal. Selle põhjuseks on lumikatte ulatuse aastast aastasse suured muutused Euroopas ja Põhja-Ameerikas. Mujal, eriti Siberi aladel, on lumikate stabiilne ja tema järelmõju soojusrežiimile samuti aastast aastasse sarnane. Ka Eesti alal põhjustab lumikatte puudumine või olemasolu erinevaid järelmõjusid õhutemperatuurile ja soojusindeksile kuni mai- ja juunikuuni välja (Tooming, 1981; 1990).

Aluspinna tingimused – lumikatte kestus ja soojusindeks – on sõltuvuses Läänemere jääoludest (Tooming, Kadaja, 1998; Jaagus, 1999). Merejää mõju soojuse akumul eerumisele on märgatavam Lääne-Eesti rannikul ja saartel kui sisemaal (Tooming, Kadaja, 1998). Madal õhutemperatuur põhjustab ulatusliku jääkatte tekkimise ja ümbruskonnas kestva lumikatte. Madal õhutemperatuur kevadel võib olla põhjustatud hilisest jääkattest merel ja lumikattest mandril. Jäävaba mere ja lumikatte puudumise korral on õhutemperatuurid kevadel kõrgemad. Sageli on raske eristada põhjusi ja tagajärgi. Jää ja lume tekkimise esimesel perioodil toimib õhutemperatuur kui põhjus, jää ja lumi on tagajärjed. Hiljem osad järk-järgult vahetuvad. Jää ja lumi on põhjuseks, mis mõjustavad kevade soojusrežiimi. Kasutades satelliitide andmeid, leidsime, et lumikatte ja temperatuuri anomaaliad on tihedas korrelatsioonis jääkatte maksimaalse ulatusega Läänemerel (Tooming, Keevallik, 2001). Käesolevas artiklis on seda probleemi vaadeldud meteoroloogia jaamade andmete alusel. Võrreldi ka maapeal saadud tulemusi satelliitide omadega. Püüti leida seoseid meteoroloogiliste nähtuste vahel Eesti kliimasüsteemis. Sellega seoses uuriti lumikatte kestuse, maksimaalse paksuse ja aluspinna albeedo sõltuvust õhutemperatuurist ning jääkatte maksimaalsest ulatusest Läänemerel.

## **2. Andmed**

Kasutati õhutemperatuuri, lumikatte kestuse ja paksuse andmeid Eesti meteoroloogiajaamades ajavahemikus 1965–1996 ning Tartu-Tõravere Aktinomeetria-jaamas ajavahemikus 1953–2000 mõõdetud peegeldunud ja summaarset kiirgust, et arvutada aluspinna albeedot samas ajavahemikus. Kasutati ka satelliitidelt mõõdetud lumikattega kaetuse andmeid (NESS) perioodil 1972–1990 (Tooming, Keevallik, 2001). Läänemere ümbrus jaotati kuueks ruuduks. Ruudu suurus oli 5 laius- ja 10 pikkuskraadi. Antud töös kasutatud ruut hõlmas Eestit ja Lätit ning oli alal, mis jäi ruutu 55–60°N ja 20–30°E. Temperatuuri anomaaliad saadi andmestikust, mis on koostatud Inglismaal (*Climate Research Unit, University of East Anglia*).

## **3. Seos jääkatte ulatuse ja õhutemperatuuri vahel**

Leidsime varem satelliitide andmeid kasutades rida seaduspärasusi Läänemere ümbruse kliimanäitajate seoste kohta Läänemere jääoludega (Tooming, Keevallik, 2001). Loomulikult on maksimaalne jää ulatus Läänemerel seoses õhutemperatuuriga Läänemere ümbruses. Ta on suhteliselt hea prediktor õhutemperatuuride ennustamiseks aprillis. Paremad on seosed Rootsis ja Eestis, rahuldavad Leedus, Poolas ja Saksamaal. Juba jaanuari keskmiste temperatuuride keskmisest hálbest olenevalt on võimalik 67–100% tõenäosusega ennustada temperatuuri tendentsi aprillis. Aprilli temperatuuri tendentside ennustus on soojade jaanuaride korral parem kui külmade jaanuaride puhul. Soomes külm jaanuar ei ole külma aprilli prediktoriks. Aprilli temperatuuri hea prediktor on ka jaanuari lumikatte kestus, eriti Soomes. Satelliitidelt saadud andmeid ja seoseid täiendasime maapealsete jaamade andmetega Eestis. Leidsime, et õhutemperatuur Eesti meteoroloogiajaamades ja jääkatte maksimaalne ulatus Läänemerel on tihedas seoses – korrelatsioonikoefitsiendid on vahemikus -0,78 ja -0,86 (tabel 1). Regressioonisirge tõus näitab maksimaalse jääkatte ulatuse muutust kui temperatuur muutub kraadi

võrra. Seose vabaliige aga on jääkatte maksimaalne ulatus kui õhutemperatuur on null kraadi. Sama korrelatsioon satelliitide andmetel ulatus -0,90ni Eesti ja Läti alal. Korrelatsioonid on ainult pisut nõrgemad sisemaal ja Lõuna-Eestis kui rannikujaamades. See tähendab, et kliimaprotsessid Läänemerel mõjustavad kogu Eesti kliimat.

#### 4. Lumikatte ja õhutemperatuur

Lumikatte kestus Eestis sõltub loomulikult õhutemperatuurist – korrelatsiooni-koefitsiendid ulatuvad rannikualadel 0,92ni. Lõuna-Eestis esineb lumikatte kestusel samuti usutav korrelatsioon õhutemperatuuriga, korrelatsioonikoefitsiendid on aga väiksemad – vahemikus 0,46–0,73. Seda võiks seletada sellega, et sisemaal esineb talve algul sageli ilma, kus väljas on tugev pakane, aga lumikatte pole veel tekkinud (Jaagus 1999).

**Tabel 1.** Korrelatsiooni- ja regressioonikoefitsiendid Läänemere jääkatte maksimaalse ulatuse  $10^3 \text{ km}^2$  ja jaanuarikuu keskmise õhutemperatuuri jaoks Eesti meteoroloogiajaamades (1965–1999) ja satelliitide andmete alusel (1972–1990).

**Table 1.** Correlation and regression coefficients for the dependence of maximum ice extent in Baltic Sea in  $10^3 \text{ km}^2$  on the temperature deviation in January based on data of Estonian meteorological stations (1965–1996) and satellites measurements (1972–1990).

Jaam	Korrelatsiooni koefitsient	Algtõus	Vabaliige
Kihnu	-0,84	-21,3	193
Kuressaare	-0,86	-22,5	193
Kärdla	-0,85	-22,9	193
Pakri	-0,82	-22,9	193
Pärnu	-0,82	-19,8	193
Ristna	-0,86	-26,3	193
Sõrve	-0,82	-22,8	193
Tartu	-0,79	-16,8	197
Vilsandi	-0,86	-24,6	193
Virtsu	-0,84	-20,0	188
Võru	-0,78	-16,3	193
Väike-Maarja	-0,80	-19,0	193
Satelliitide andmetel Eesti ja Läti alal (1972–1990)	-0,90	-27,7	219

Lumikatte maksimaalse paksuse korrelatsioonid õhutemperatuuriga on nõrgemad kui lumikatte kestusel, eriti rannikualadel. Lumikatte kestuse korrelatsioonid õhutemperatuuriga on tihedad veebruaris ja märtsis. Raske on eristada, mis on põhjus ja mis tagajärg lumikatte kestuse ja õhutemperatuuri seostes aprillis. Madal õhutemperatuur säilitab lund, lumikatte aprillis aga säilitab madalat temperatuuri. Temperatuuri tõus vähendab lumikatte ja aluspinnal albeedo varakevadel. Albeedo vähenemine suurendab kiirguse neeldumist aluspinnas ja tulemusena temperatuur võib kasvada. Korrelatsiooni-



koefitsiendid lumikatte kestuse ja õhutemperatuuri vahel on vahemikus 0,26–0,67 ning on kõrgemad saartel ja rannikul. Õhutemperatuuril aprillis on järelkorrelatsioon lumikatte kestusega kõikidel talvekuudel. Tihedaim on korrelatsioon märtsi lumikatte kestusega saartel ja rannikul, ulatudes Sõrves -0,71ni. Jaanuari ja veebruari lumikatte kestuse mõju aprilli temperatuurile on usaldusväärne 0,01 tasemel korrelatsiooni koefitsientidega vahemikus 0,55–0,64. Sisemaal on see korrelatsioon nõrgem, olles 0,05 tasemel. Niisiis on võimalik teataval määral ennustada õhutemperatuuri tendentse aprillis sõltuvalt lumikatte kestusest juba jaanuaris.

## 5. Jääkatte maksimaalne ulatus Läänemerel ja lumi rannikul

Läänemere jääolud mõjustavad nii lumikatte kestust kui paksust Eesti alal. Lumikatte kestuse korrelatsioonikoefitsient jääkatte maksimaalse ulatusega ulatub jaanuaris Vilsandil 0,84ni. Kogu talveperioodi lumikatte kestuse korrelatsiooni-koefitsient Vilsandil jääkatte maksimaalse ulatusega küünib 0,89ni. Eesti sisemaal (Tartu, Võru, Väike-Maarja) Läänemere jää mõju lumikattele on nõrgem kui saartel ja rannikul (tabel 2). Selle seose regressiooni võrrandis algtõus  $a$  tähendab lumikatte kestuse juurdekasvu päevades jääkatte maksimaalse ulatuse ühe tuhande ruutkilomeetrise juurdekasvu kohta. Teisisõnu, jää juurdekasvule tuhande ruutkilomeetri võrra Läänemerel vastab näiteks Kihnus lumikatte kestuse suurenemine 0,073 päeva võrra jaanuaris (tabel 2). Vabaliige  $b$  on lumikatte kestus jaanuaris päevades kui jääkatet ei ole. Regressioonvõrrandi algtõus on suurem saarte- ja rannikujaamades Vilsandis, Sõrves, Ristnas, Kuressaares ja Kihnus, kus lumikattega päevade arv sõltub jää ulatusest tunduvalt rohkem kui sisemaal.

**Tabel 2.** Korrelatsiooni- ja regressioonikoefitsiendid jaanuarikuu lumikatte kestuse ja jääkatte maksimaalse ulatuse vahel Läänemerel ( $10^3 \text{ km}^2$ ).

**Table 2.** Correlation and regression coefficients between the January snow cover duration in Estonia and maximum ice extent in Baltic Sea in  $10^3 \text{ km}^2$ .

Jaam	Korrelatsiooni koefitsient	Algtõus	Vabaliige
Kihnu	0,76	0,073	9
Kuressaare	0,75	0,073	8
Kärdla	0,76	0,066	11
Pakri	0,79	0,069	10
Pärnu	0,68	0,039	19
Ristna	0,83	0,082	5
Sõrve	0,83	0,093	1
Tartu	0,69	0,050	16
Vilsandi	0,84	0,101	0
Virtsu	0,73	0,070	10
Võru	0,65	0,036	20
Väike-Maarja	0,47	0,018	26

Jäävaba Läänemere korral võib sisemaal lund olla jaanuaris üle 20 päeva, Vilsandis, Sõrves aga jäävaba Läänemere korral lund tavaliselt ei ole. Lumikatte maksimaalse paksuse seos jääkatte maksimaalse ulatusega on samuti arvestatav – korrelatsioonikoeffitsiendid on vahemikus 0,53–0,86 ning erinevused saarte, ranniku ja sisemaa vahel ei ole märkimisväärsed.

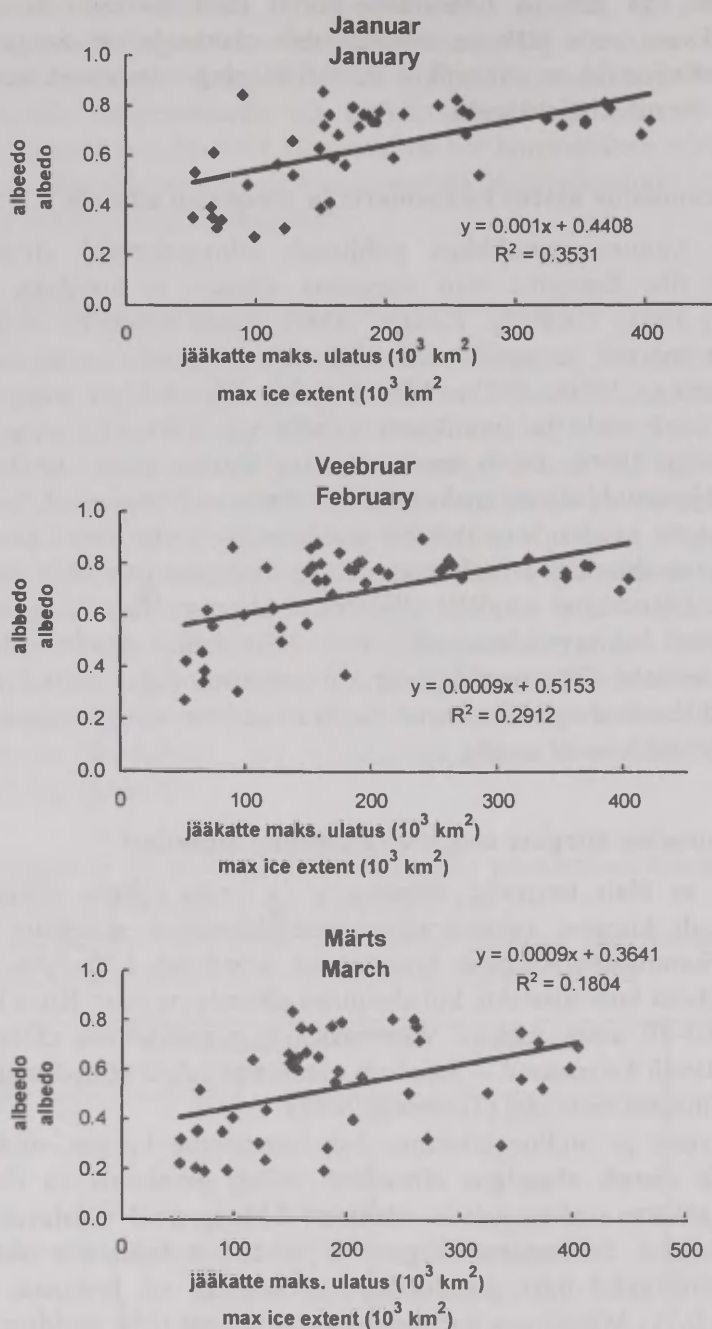
## 6. Jääkatte maksimaalne ulatus Läänemerel ja aluspinna albeedo

Lumikatte kestuse muutlikkus põhjustab silmapaistvaid aluspinna albeedo muutusi. Ilmneb tihe lineaarne seos aluspinna albeedo ja lumikatte kestuse vahel (Tooming, 1995; 1997; Tooming, Kadaja, 2000). Aasta keskmine aluspinna albeedo sõltub albeedost märtsi- ja aprillikuus ning see omakorda lumikatte kestusest ja seisundist (Tooming, 1960; 1981). Märtsi-aprilli albeedol on märgatav järelmõju soojusindeksile kuni mai- ja juunikuuni (Tooming, 1981; Tooming *et al*, 1995; Keevallik, Tooming, 1996). Tuleb ilmsiks huvitav kaudne seos. Lumikatte kestus üle kogu Eesti on mõjustatud jääkatte maksimaalsest ulatusest Läänemerel. Seepärast ilmneb ka aluspinna albeedo kaudne seos jääkatte maksimaalsest ulatusest Läänemerel (joonis 1). See seos on usaldusväärne 0,01 tasemel ajavahemikus jaanuarist märtsini. Niisiis mõjustab jääkate Läänemerel kaudselt albeedot ja kiirgusrežiimi Eesti mandril. Kliima uurimisel avalduvad huvitavad kaudsed seosed. Klassikaline füüsika, klimatoloogia ja statistika heidab sellised sõltuvused kõrvale kui mitteusutavad. Esitatud näide ja mõned eelpool toodud tulemused aga kinnitavad toodud kaudsete seoste reaalsust ja vihjavad vajadusele neid põhjalikumalt uurida.

## 7. Langeva summaarse kiirguse olenevus aluspinna albeedost

On teada, et ülalt langevad summaarne ja hajus kiirgus sõltuvad aluspinna albeedost olenevalt kiirguse mitmekordsest peegeldumisest aluspinna atmosfääri ja pilvede vahel. Summaarse kiirguse kuusummad kasvavad 1,38–1,88 korda talvisel poolaastal novembrist kuni märtsini, kui aluspinna albeedo on suur. Kuna lund on jäänud Eestis viimase 30–40 aasta jooksul vähemaks, on peegeldumise efekt summaarsele kiirgusele märgatavalt kahanenud – ilmad on muutunud talvel pimedamaks. See on uus nähtus kliima muutustes meie alal (Tooming, 2002).

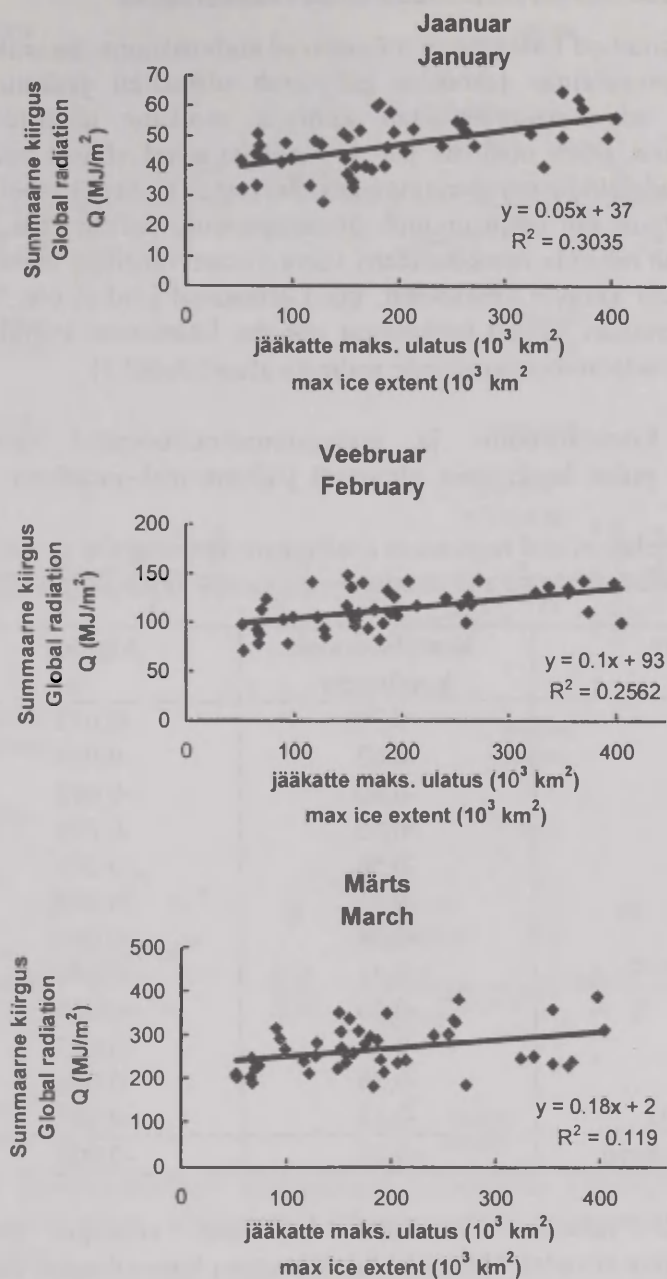
Kerkib huvitav ja oluline küsimus: kas summaarne kiirgus, mida mõõdetakse Tõraveres ja mis oleneb aluspinna albeedost, sõltub omakorda ka õhutemperatuuri tingimustest ja jääkatte maksimaalsest ulatusest Läänemerel? Üllatavalt see ei olegi põhjendatav küsimus. Summaarse kiirguse ja jääkatte maksimaalse ulatuse vahelised korrelatsioonikoeffitsiendid 0,01 usaldusväärsuse tasemel on jaanuaris ja veebruaris vastavalt 0,55 ja 0,51. Märtsis on korrelatsioonikoeffitsient 0,34 usaldusväärsuselt 0,05 tasemel (joonis 2). Loomulikult, see korrelatsioon on kaudne läbi informatsioonikanali: õhutemperatuur – jääkate – lumikate – aluspinna albeedo – summaarne kiirgus. Kuigi korrelatsioon on kaudne, integreerib ja kajastab ta reaalselt loodusnähtust. Järelikult, kiirgusrežiim Tartus sõltub läbi lumikatte ja aluspinna albeedo mõnevõrra jääoludest Läänemerel. Toodud tulemus kinnitab asjaolu, et atmosfäär on globaalne – atmosfäärilised nähtused ühes kohas mõjustavad atmosfääri ka mujal. Tagasiside mehhanisme on arvukalt ja neid ei ole kerge hinnata (Rayner, 2001).



**Joon. 1.** Aluspinna albeedo sõltuvus Tartu-Tõraveres maksimaalsest jäähäkke ulatusest Läänemeresel.

**Fig. 1.** The dependence of surface albedo in Tartu-Tõravere on the maximum ice extent in the Baltic Sea.





**Joon. 2.** Summaarse kiirguse sõltuvus Tartu-Tõravere maksimaalsest jääkatte ulatusest Läänemerel.

**Fig. 2.** The dependence of global radiation in Tartu-Tõravere on the maximum ice extent in the Baltic Sea.

Kliimasüsteem Läänemere ümber talvel ja varakevadel on mõjustatud õhutemperatuurist, mida tüürib atmosfääri tsüklonaalne ja antitsüklonaalne aktiivsus ning salvestab ja mõjustab Läänemere termiline inert.

## 8. Kevadkuude temperatuuri tendentside ennustamine

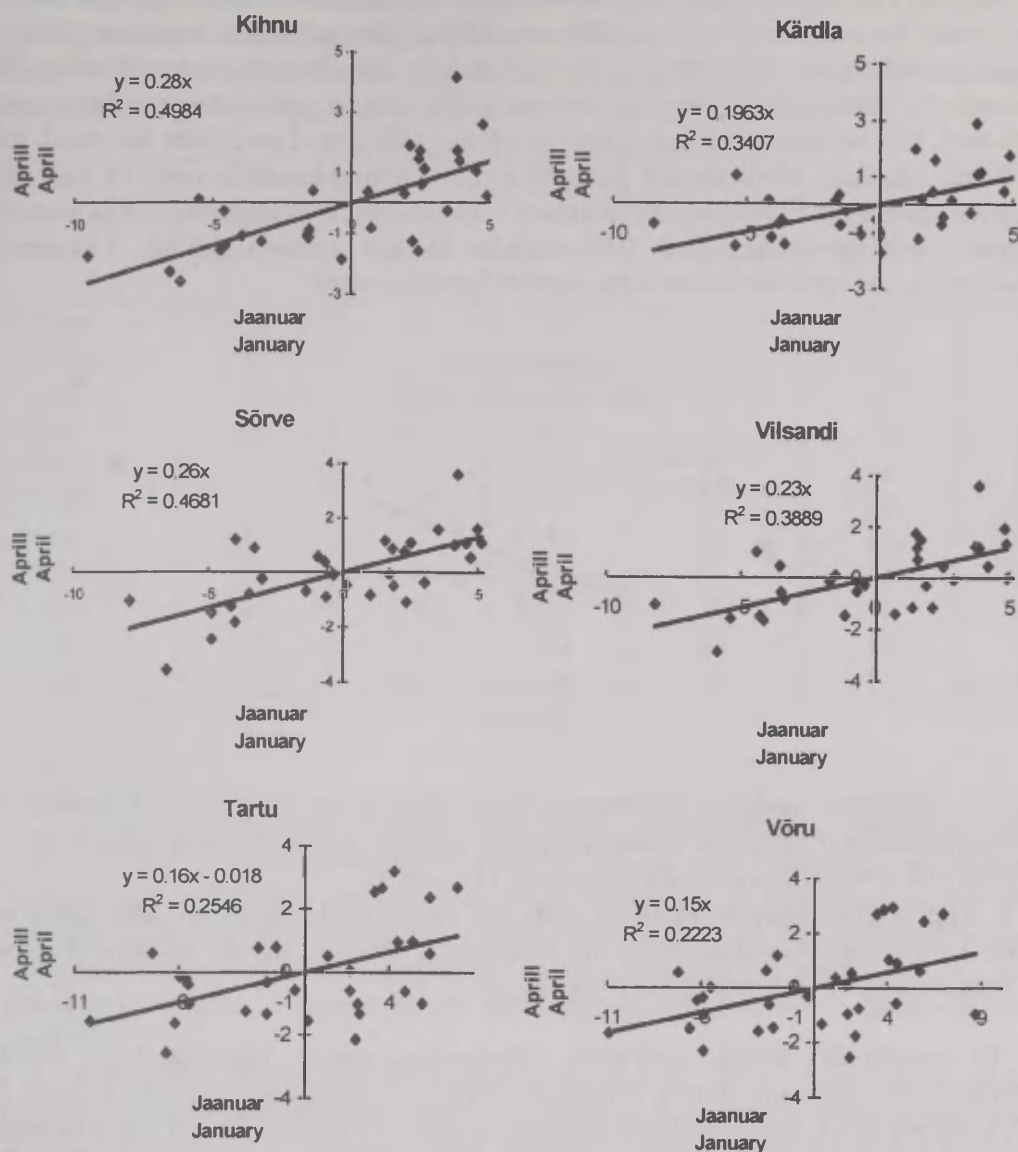
Jäätingimused Läänemerel mõjustavad ümbruskonna ilmastikutingimusi ja kliimat. Madal õhutemperatuur jaanuaris põhjustab ulatusliku jääkatte varajase tekkimise Läänemerel, mis omakorda aitab säilitada lumikatte ümbritsevatel aladel. Madal õhutemperatuur, püsiv ulatuslik jää- ja lumikate talvel võivad sulamise ajal põhjustada omakorda madalaid õhutemperatuure kevadel (tabel 3). Selles tabelis näitab regressiooni-võrrandi algtõus, kui palju muutub õhutemperatuur aprillis, kui jääkatte maksimaalne ulatus muutub tuhande ruutkilomeetri võrra. Seose vabaliige näitab, kui palju on aprilli õhutemperatuur kõrgem keskmisest, kui Läänemerel jääd ei ole. Satelliidi andmetel on aprilli temperatuuri hälbed keskmisest jäävaba Läänemere korral palju väiksemad kui maapealsete meteoroloogijaamade andmete alusel (tabel 3).

**Tabel 3.** Korrelatsiooni- ja regressioonikoefitsiendid aprilli õhutemperatuuri kõrvalekalde puhul keskmisest olenevalt jääkatte maksimaalsest ulatusest Läänemerel ( $10^3 \text{ km}^2$ ).

**Table 3.** Correlation and regression coefficients between the deviation of air temperature from mean values in April and maximum ice extent in the Baltic Sea in  $10^3 \text{ km}^2$ .

Jaam	Korrelatsiooni koefitsient	Algtõus	Vabaliige
Kihnu	-0,70	-0,011	5,0
Kuressaare	-0,63	-0,009	5,0
Kärdla	-0,60	-0,008	4,7
Pakri	-0,59	-0,008	4,8
Pärnu	-0,56	-0,009	5,6
Ristna	-0,67	-0,008	4,5
Sõrve	-0,68	-0,009	4,5
Tartu	-0,41	-0,006	4,0
Vilsandi	-0,66	-0,009	5,1
Virtsu	-0,62	-0,013	6,1
Võru	-0,38	-0,006	5,9
Väike-Maarja	-0,43	-0,007	4,5
Satelliidi andmed	-0,50	-0,006	1,7

Püsivalt jäävaba Läänemeri kui soe veekogu põhjustab kõrgemaid õhutemperatuure kevadel, ühtlasi ka kiiret varajast lumesulamist. Sageli on raske eristada põhjuseid ja tagajärgi. Mõistagi on jää- ja lumikatte tekkimise algperioodil madal temperatuur põhjus ning jää- ja lumikate tagajärjed. Hiljem samm-sammult osad vahetuvad ja jää ning lumi mõjustavad soojusrežiimi kujunemist. Selle tulemuseni jõudsimise, kasutades satelliidi andmeid temperatuuri ja lumikatte kohta Läänemerd ümbritsevatel aladel (Tooming, Keevallik, 2001). Samuti leidsime, et on võimalik teatava tõenäosusega ennustada aprilli temperatuuri tendentsi, tuginedes jaanuarikuu keskmiste temperatuuride erinevusele pikaajalisest keskmisest. Ka maapealsete meteoroloogijaamade andmed kinnitavad öeldut – seos aprilli ja jaanuari keskmiste temperatuuride vahel on tihe (joonis 3).



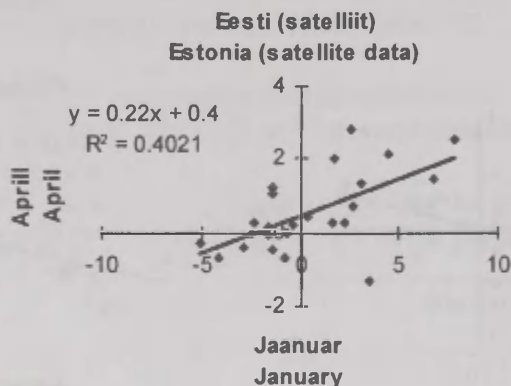
**Joon. 3.** Aprillikuu õhutemperatuuri kõrvalekalle keskmisest sõltuvalt jaanuarikuu õhutemperatuuri kõrvalekaldest keskmisest mõnedes Eesti meteoroloogijaamades ajavahemikus 1965–1996.

**Fig. 3.** April air temperature deviation from the average in dependence on January air temperature deviation for some meteorological stations in Estonia in the period 1965–1996.

Korrelatsioonikoefitsiendid saarte- ja rannikujaamades on vahemikus 0,58–0,71. Sisemaal on seos samuti 0,01 tasemel, kuid nõrgem (korrelatsioonikoefitsiendid vahemikus 0,45–0,50). Selle seose korrelatsiooni- ja regressioonikoefitsiendid, mis on saadud satelliidi andmete alusel Eesti ja Läti alade jaoks, on lähedased meteojaamades leituile (joonis 4).



Selline soojuse ülekanne talvest kevadesse on arusaadav, kuna merejää külmal talvel toimib kui vahendaja-salvesti, säilitades külma jäise substantsi kevadeni. Jäävaba meri on aga kui sooja vee resevuaar, mis pidurdab ka ümbritsevate alade jahtumist. Jää sulamiseks kevadel kulub pika aja jooksul palju soojust, mis võetakse ümbrusest. Õhumassid, mis on kaugel Läänemerest, on vähem mõjustatud merejääst kui need, mis on vahetult rannikul. Nõrk signaal jaanuari soojusrežiimist kantakse merejää poolt üle maikuisse. Saartel ja rannikualadel ulatuvad korrelatsioonikoefitsiendid mai ja jaanuari keskmiste temperatuuride vahel 0,01 usaldusväärsuse tasemel 0,55ni. Läänemere jääolude mõju soojusrežiimile maikuu on nõrk Eesti sisemaal.



**Joon. 4.** Aprillikuu keskmise õhutemperatuuri pikaajalisest keskmisest kõrvalekalde sõltuvus jaanuarikuu keskmise õhutemperatuuri pikaajalisest keskmisest kõrvalekaldest Eesti-Läti alal satelliidi andmeil ajavahemikus 1972–1990.

**Fig. 4.** April air temperature deviation from the long-period average in dependence on January temperature deviation from the long-period average for the Estonian-Latvian area, satellite data for the period 1972–1990.

Et ennustada aprilli keskmiste õhutemperatuuride kõrvalekallete suunda keskmisest, võib kasutada lihtsat võimalust. Selleks võrreldakse omavahel jaanuari ja aprilli temperatuuride kõrvalekaldeid keskmisest (tabel 4). Nagu näha, 61–78% juhtudel järgneb pehmele jaanuarile keskmisest soojem aprill. Külma jaanuari järgi võib 71–86% juhtudel ennustada külma aprilli. Segasem on olukord keskmisest vähe erinevate aastate korral.

Perioodil 1965–1996 külmale jaanuarile järgnes kolmel korral soojem aprill ning ennustus ebaõnnestus – pehmeõitu jaanuarile 1971, 1981 ning 1988 järgnes pisut alla keskmise temperatuuriga aprill. Ainult 1992. aasta aprilli ennustus kukkus täielikult läbi – soojale jaanuarile järgnes jahe aprill. Jääkatte puudumise mõju järgnevale kevadele jäi külma õhu sissetungi varju.

Nagu varem leitud (Keevallik, 2001), omab temperatuur aprillis järelikorrelatsiooni jaanuari, veebruari ja märtsi lumikatte ulatusega. Seega lumikatte kestust talvekuudel võib kasutada aprilli temperatuuri täiendava prediktorina.

**Tabel 4.** Juhtude arv õhutemperatuuriga üle ja alla keskmise jaanuari ja aprilli kuus, aprilli õhutemperatuuri ennustuse täitumus protsentides perioodil 1965–1996.

**Table 4.** Number of cases with temperatures above and below the mean in January and April, percent of fulfilling the forecast during the period 1965–1996.

Jaam	Üle keskmise jaanuaris	Üle keskmise aprillis	Prog- noosi täituvus %	Alla keskmise jaanuaris	Alla keskmise aprillis	Prog- noosi täituvus %
Kihnu	18	14	78	14	12	86
Kuressaare	17	11	65	15	11	73
Kärdla	17	11	65	15	11	73
Pakri	16	12	75	16	12	75
Pärnu	17	13	76	15	12	80
Ristna	17	13	76	15	12	80
Sõrve	17	11	65	15	11	73
Vilsandi	17	12	71	15	12	80
Virtsu	16	10	62	14	12	86
Võru	18	11	61	14	10	71
Valga	18	10	56	14	11	79

## 9. Järeldused

Eesti kliima sõltub üldisest atmosfääri tsirkulatsioonist, peamiselt Atlandilt pärinevatest aktiivsetest tsüklonitest. Tsüklonite teele jääb Läänemeri, suhteliselt suur veekogu, mis toimib kui ilmastikutingimuste integraator ja akumulatoor, mis oluliselt kujundab Eesti kliimat. Jäävabana on Läänemeri suur soe veekogu. Külmal ajal talvedel on Läänemeri kaetud ulatusliku jääkattega ja teda ümbritsevad alad lume all. Jääkatte maksimaalne ulatus Läänemerel on eriti tugevas korrelatsioonis õhutemperatuuriga jaanuaris.

Külmal ajal talvedel ilmnevad järgmised seosed: madal temperatuur südatalvel jaanuaris-veebruari – ulatuslik jääkate Läänemerel – külm õhk ümbritsevatel aladel – pikaajaline lumikate – aluspinna suur albeedo – madal lühilaineline kiirgusbilanss – hiline lume sulamine – suur soojuskulu lume sulamisele – lumikatte suur veevaru – kauakestev mulla aurumine – väike turbulentne soojusvoog aluspinnalt – soojuse väike akumulatsioon aluspinnas.

Pehmetel talvedel on Läänemeri valdavalt jäävaba ja suur soe veekogu. Nendel aastatel iseloomustavad Läänemerd ümbritsevaid alasid järgmised seosed: soe niiske õhk – varajane lume sulamine – aluspinna väike albeedo – kõrge lühilaineline kiirgusbilanss – väike soojuskulu lume sulamisele – lumikatte väike veevaru – mulla veevarude ammendumine aurumise teel – suur turbulentne soojusvoog aluspinnalt atmosfääri. Tulemusena soojuse akumulatsioon aluspinnas on suur ja õhutemperatuur aluspinna läheduses suhteliselt kõrge.

Toodud skeemid põhjendavad varakevadise (aprillikuu) temperatuuride kõrvalekallete olenevust talvistest – jaanuarikuu temperatuuride kõrvalekalletest. Aprilli keskmise temperatuuri tendentside ennustamine jaanuari vastavate tendentside alusel

õnnestub 60–85% aastatel. Ennustus on saartel ja rannikualadel parem kui sisemaal. Selgus, et aluspinna albeedo Tartus sõltub lineaarselt lumikatte kestusest ja kaudselt jääkatte maksimaalsest ulatusest Läänemerel. Jääkatte ulatusest, lumikatte kestusest ja aluspinna albeedost on mõjustatud kaudselt ka summaarne kiirgus. Üldine järeldus üldtoodust on, et kliimaatilised ja hüdroloogilised nähtused Eesti kliimas kevad-talvisel perioodil on omavahel seoses ja osaliselt kujundatud tingimustest Läänemerel.

## **Tänuavaldused**

Autor on tänulik Eesti Teadusfondile, kes toetas tööd Grant No 4023 raames. Autor tänab kolleege Jüri Kadajat, Jaano Peeti, Krista Kallist ja Aide Uuenit nõu ja abi eest

## **Kirjandus**

- Chaoimh, U.N., 1998. European snow cover and its influence on spring and summer temperatures. *The Geographical Journal*, 164, 1, 41-54.
- Cohen, J., Rind, D., 1991. The effect of snow cover on the climate. *J. Climate*, 4, 689-706.
- Dewey, K.F., Heim, R., 1981. Satellite observations of variations in Northern Hemisphere seasonal snow cover. NOAA Technical Report NESS 87. Washington, D. C.
- Foster, J., Owe, M., Rango, A., 1983. Snow cover and temperature relationships in North America and Eurasia. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 460-469.
- Groisman, P.Ya., Karl, T.R., Knight, R.W., 1994. Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures. *Science*, 263, 198-200.
- Haapala, J., Leppäranta, M., 1997. The Baltic Sea ice season in changing climate. *Boreal Env. Res.*, 2, 93-108.
- Isemer, H.-J., 1998. Sea ice concentration at the Baltic Proper - A digital 1° data set for 1964 to 1995. *Proc. of Second Study Conference on BALTEX*, Juliusruh, Island of Rügen, Germany, 25-29 May 1998, International BALTEX Secretariat, Publication No 11, 78-79.
- Jaagus, J., 1999. Interactions between snow cover duration, extent of sea ice and winter mean air temperature in Estonia. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 84, 74-83.
- Keevallik, S., Tooming, H., 1996. Relationships between surface albedo and spring heat accumulation. *Tellus* 48A, 5, 727-732.
- Keevallik, S., 2001. Relationships between temperature and snow cover in spring. In: *IRS 2000. Current Problems in Atmospheric Radiation*. (Eds. Yu. Timofeev, W. Smith). A. Deepak Publishing.
- Lorenz, E.N., 1976. Nondeterministic theories of climate change. *Quaternary Research*, 6, 495-506.
- Namias, J., 1960. Snowfall over Eastern United States: Factors leading to its monthly and variations. *Weatherwise*, Dec, 238-247.
- Namias, J., 1985. Some empirical evidence for the influence of snow cover on temperature and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1542-1553.
- Rayner, J.N., 2001. *Dynamic Climatology. Basis in Mathematics and Physics*, 279.
- Robock, A., 1980. The seasonal cycle of snow cover, sea ice and surface albedo. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 267-285.
- Seinä, A., Palosuo, E., 1993. The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720-1992. *Meri*, 20, 2-20.
- Tarand, A., 1993. The Tallinn time serie of break-up as climate indicator. *Proc. 1st Workshop on the Baltic Sea Ice Climate*, Tvärminne, Finland, 24-26 August, 1993. Department of Geophysics, University of Helsinki, Report Series in Geophysics, 27, 91-93.



- Tooming, H., 1960. Dnevnyje i sezonnyje izmenenija albedo nekotoryh jestestvennyh poverhnostej Estonskoj SSR. Issledovanija po fizike atmosfery. Tartu, IFA AN SSR, 2, 115-163.
- Tooming, H., 1981. Svjaz' srednegodovyh značenij al'bedo i korotkovolnovogo radiacionnogo balansa s temi že pokazateljami rannej vesny. Meteorologija i gidrologija, 5, 48-52.
- Tooming, H., 1990. Albeedo ja kliima. Tartu kliima ja selle muutused viimastel kümnenditel. Eesti TA AAI, Tartu, 35-50.
- Tooming, H., 1996. Changes in surface albedo and air temperature at Tartu, Estonia. Tellus, 48A, 722-726.
- Tooming, H., 1997. Surface albedo as an indicator of climate. Pamiętnik Pulawski. Prace IUNG, Pulawy, 110, 43-58.
- Tooming, H., 2002. Dependence of global radiation on cloudiness and surface albedo in Tartu, Estonia. Theor. Appl. Climatol., 72, 165-172.
- Tooming, H., Kadaja, J., 1998. Surface thermal forcing and sea ice condition. Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, 23, CD-ROM.
- Tooming, H., Kadaja, J., 1999. Climate changes indicated by trends in snow cover duration and surface albedo in Estonia. Meteorol. Zeitschrift, N. F. 8, 16-21.
- Tooming, H., Kadaja, J., 1999. Late winter and early spring as a period with specific radiation and meteorological regime. North Sun '99 conference. Ed. K. 6. Terry Hollands and John Wright, Edmonton, Alberta, Canada, 80-85. CD-ROM.
- Tooming, H., Kadaja, J., 2000. Snow cover and surface albedo in Estonia. Meteorol. Zeitschrift, N. F. 9, 97-102.
- Tooming, H., Keevallik, S., Lindmaa, Ü., 1995. The influence of the surface albedo upon the heat accumulation in spring. Meteorology in Estonia in Johannes Letzmann's times and today. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 101-120.
- Tooming, H., Keevallik, S., 2001. Relationships among the ice extent on the Baltic Sea, the snow cover in surrounding areas, and the temperature. Third Study Conference on BALTEX, 2-6 July 2001, Conference Proceedings. International BALTEX Secretariat, Publication No. 20, 229-230.

## **Winter-Spring Relationships in Estonian Climate**

Heino Tooming

*Estonian Meteorological and Hydrological Institute*

### **Summary**

Weather in Estonia mostly depends on cyclonic activity descending from the North Atlantic. On the way of cyclones is the Baltic Sea, a relatively great integrator and accumulator of weather conditions, which governs the Estonian climate system. Without ice cover it is a big warm body of water. In cool winters the Baltic Sea is covered with extensive ice and the surrounding areas with snow. The correlation of maximum ice extent with air temperature is particularly close in January. In cold winters the following relationships occur: low temperature in mid-winter (January, February), extensive ice cover on the Baltic Sea, cold air near the sea surface, cool air over the surrounding areas, long-lasting snow cover, high surface albedo, low shortwave radiation budget, late snowmelt, high quantity of heat for snowmelt, high snow cover water equivalent, long-lasting evaporation from the soil, low sensible heat, low heat accumulation in the surface. In warm winters the Baltic Sea is an open big warm water body, which radiates heat also to the mainland area. In these years the mainland areas are characterized by warm and wet air, early snowmelt, low surface albedo, high shortwave radiation budget, low quantity of heat for the melting of snow, low snow

cover water equivalent, exhausted soil moisture storage because of evaporation, high sensible heat. As a result, heat accumulation in the surface is high (Keevallik, Tooming 1996, Tooming, Keevallik 2001). Snow cover is an indicator of climate changes. Reduced snow cover and surface albedo in late winter and early spring, caused by increased temperature, strongly intensifies the absorption of solar radiation on the surface and thereby leads to an additional increase in air temperature near the surface. Snow cover duration, its maximum depth, water equivalent, surface albedo, and air temperature in winter-spring all over Estonia depend partly on the extent of ice cover on the Baltic Sea (Tooming, Kadaja, 1998, Jaagus 1999). It is shown in the paper that mean air temperature deviations from the average in April is in correlation with the temperature deviations from the mean in January. The forecast for April temperature tendencies (lower or higher than the average) is possible in 60–85 % of years. Forecasts for the islands and coastal areas are better than for the mainland Estonia. It is found that the surface albedo in Tartu depends closely on the snow cover duration and ice extent on the Baltic Sea. Similarly, the Baltic Sea partly rules indirectly also the snow cover duration and surface albedo-global radiation relationships in the mainland areas. The general conclusion from the above is that all climatical and hydrological events in the Estonian climate system in winter-spring are interrelated and partially ruled by the state of the Baltic Sea. The atmosphere and the hydrosphere are global – the Estonian climate system, in its turn, depends on the global circulation of the atmosphere through cyclonic activity.

## **Muutused Eesti rannikumere jääoludes 20. sajandi teisel poolel**

Jaak Jaagus

*Tartu Ülikooli Geograafia Instituut*

### **1. Sissejuhatus**

Globaalse kliimamuutuse toime avaldub vägagi erinevate loodusnähtuste juures. Mõnikord võivad muutused olla mitte ainult kvantitatiivsed, vaid ka väga olulise kvalitatiivse tähtsusega. Üheks selliseks on talvine mere jäätumine. Jääkate tekkimisega muutuvad looduslikud protsessid olulisel määral. See mõjutab otseselt ka inimtegevust.

Merejää kujutab enesest justkui tohutut külma õhu tootjat. Õhk jää kohal püsib nullilähedase temperatuuri juures pikka aega kuni suure kevadeni välja. Jää takistab rannikualade kevadist soojenemist ja looduse fenoloogilist arengut. Püsiv jääkate hoiab ära talviste tormide poolt põhjustatud ranniku ja sadamarajatiste purustused. Samal ajal võib aga triivjää tekitada hoopis suuremat kahju. Jääkate võib inimese tegevusele mõjuda nii ebasoodsalt, takistades või hoopis tõkestades laevaliiklust, kui ka soodsalt (jääteed saartele, jääalune kalapüük).

Läänemerd iseloomustab talvise jääkate väga suur territoriaalne muutlikkus. Kui Botnia laht, Soome lahe idaosa ja Eesti mandriosa läänerranniku meri jäätub igal aastal, siis Läänemere lõunaosas esineb merejääd vähem kui kümnel protsendil talvedest (Climatological ice atlas ..., 1982). Mõistetatavalt esineb üldiselt rohkem jääd ranniku lähedal ja vähem avamerel.

Eesti rannikumere jääolud on aastati äärmiselt muutlikud. Karmide talvede korral on peaaegu kogu merepind mitme kuu jooksul püsijääga kaetud. Samas aga pehmetel talvedel on jääkate tekkinud ainult madalaveelistes suletud lahtedes. Ülejäänud meri on siis talve jooksul olnud jäävaba. Selline suur muutlikkus lubab eeldada, et jääkate on väga tundlikuks kliimatingimuste muutuse indikaatoriks.

Jääkate ajalist muutlikkust ja trende Läänemerel on põhjalikult uuritud (Betin, Preobraženskij, 1962; Alenius, Makkonen, 1981; Seinä, 1993; Dubra, 1993; Koslowski, Löwe, 1994; Haapala, Leppäranta, 1997; Sztobryn, Krzyminski, 1999). Eesti rannikumere jääolusid on vaadeldud seoses pikkade kliimaridade taastamisega (Tarand, 1993), jääteedega Lääne-Eesti saartele (Mardiste, 1999), õhutemperatuuri kõikumistega (Vahter, 1994; Jaagus, 1999) ja lumikattega (Tooming, Keevallik, 2001).

Eesti rannikumere jääolusid on põhjalikult uurinud S. Jevrejeva (2000; 2001). Ta analüüsis jääpäevade arvu ja talvise õhutemperatuuri aegridu perioodil 1900–1990 ning nendevahelisi seoseid. Mõned trendid sai tehtud kindlaks, kuid enamus neist olid statistiliselt mitteolulised. Jääpäevade arv oli kahanenud vaatlusperioodi jooksul 5–10 päeva võrra (Jevrejeva, 2000).

Käesoleva töö eesmärgiks on hinnata muutusi Eesti rannikumere jääoludes viimase enam kui viiekümne aasta jooksul. Lisaks merejää vaatlusandmetele on siinkohal täiendavalt kasutatud ka mitut õhutemperatuuri parameetrit, mis iseloomustab talve karmust ja seega ka üht peamist jäätumist põhjustavat tegurit. Samas mõjutab jää ise ka temperatuuri.



## 2. Andmed ja meetoodika

Talviste jääolude ja temperatuuritingimuste iseloomustamiseks on kasutatud tervet rida arvulisi näitajaid:

- Läänemere maksimaalne jäätumine talve jooksul (tuhandetes ruutkilomeetrites). Need andmed pärinevad Soome Mereuuringute Instituudist (Seinä, Palosuo, 1993) ja nad kirjeldavad hästi vaadeldava talve jääolusid Läänemere tervikuna.
- Jäänähte esimese esinemise kuupäev talve alguses.
- Jää lõpliku kadumise kuupäev.
- Jäänähetega päevade arv talve jooksul. Kõik need kolm parameetrit on määratud ilmajaamades teostatud jäävaatluste andmete põhjal.
- Ööpäeva keskmise õhutemperatuuri alla  $0^{\circ}\text{C}$  püsiva langemise kuupäev.
- Ööpäeva keskmise õhutemperatuuri üle  $0^{\circ}\text{C}$  püsiva tõusmise kuupäev.
- Külmapäevade arv (külmaperioodi kestus), leitakse kahe eelneva kuupäeva vahena.
- Negatiivsete temperatuuride summa talve jooksul. Leitakse ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride summeerimisel kogu külmaperioodi jooksul, kusjuures üksikud positiivsed väärtused lahutatakse summast.

Uurimisperioodina kasutatakse käesolevas töös 52 talve ajavahemikus 1949/50–2000/2001. Jäävaatlusandmeid on kogutud kümnest ilmajaamast (joonis 1), mille vaatlusread on antud perioodi jooksul enamvähem pidevad. Üksikud andmelüngad on täidetud naaberjaamade vaatlustulemuste abil. Kõige läänepoolsemate rannikujaamade andmete statistilisel töötlusel tekib probleem juhtudel, kui mõne erakordselt sooja talve jooksul pole jäänähte üldse esinenud. Näiteks Ristnas on esinenud neli jäävaba talve – 1960/61, 1991/92, 1992/93 ja 1999/2000. Sellisel juhul pole võimalik teostada jäänähte alguskuupäeva ja lõpu kuupäeva aegride analüüsi, sest neil aastatel nähtus lihtsalt puudus. Käesoleva töös on selliseid aegridu küll analüüsitud, kusjuures tühikute asemele on pandud nii jäänähte alguseks kui ka lõpuks keskmise kuupäeva, mis jääb paljuaastase keskmise alguskuupäeva ja lõpukuupäeva vahele mõlemast võrdse ajavahemiku kaugusele.



**Joon. 1.** Töös kasutatud jäävaatlustulemusi fikseerinud ilmajaamade paiknemine.

**Fig. 1.** Location of stations whose sea ice measurements are used in this study.

Õhutemperatuuri näitajaid on analüüsitud kaheksa jaama mõõtmistulemuste alusel. Joonisel 1 toodud jaamadest puudub täielik andmestik vaid Narva-Jõesuus ja Heltermaal ning need on tööst välja jäetud. Kuid kuna erinevates jaamades mõõdetud temperatuuride vahel valitseb tugev korrelatsioon, siis on nende analüüsi tulemused üsna kokkulangevad.

Aegridade analüüsil omab võtmetähtsust andmete homogeensus. See tähendab seda, et kogu vaatlusperioodi jooksul on andmed saadud ühesugustest tingimustest. Vaatluskoht ja vaatlusmeetodika peaksid olema võimalikult muutumatud. Sellisel juhul on eri aegadest pärit mõõtmistulemused omavahel võrreldavad. Õhutemperatuuri andmestikku võib pidada enamvähem homogeenseks. Ilmajaamade vaatlusväljakud on uuritava ajavahemiku jooksul olnud peaaegu püsivad. Ja ka asukoha väikene muutus ei tohiks kuigi oluliselt mõõtmistulemusi mõjutada. Hoopis keerulisem on hinnata merejää vaatlusridade homogeensust. Jää on tugevasti asukohast sõltuv. Näiteks on Vilsandil tehtud jäävaatlusi nii avamere poole jääval rannal kui ka Kuusnõmme lähel. Neid tulemusi on vaatlustabelites omavahel raske eristada ning seetõttu pole Vilsandi jäävaatluste aegread kuigi usaldusväärsed.

Aegridade regressioonianalüüsi käigus on leitud hulganisti statistilisi näitajaid. Lisaks keskväärtustele ja standardhälvetele on leitud regressioonisirge tõusukordajad, mis näitavad üheaastast muutust trendi järgi. Eraldi on esitatud kogu muutus trendi järgi 52 aasta jooksul, mis on kõige ilmekamaks muutuse kirjeldajaks. Kuna enamus muutujatest on esitatud kuupäevaliselt või päevade arvuna, on nende muutumist lihtne ette kujutada ja interpreteerida.

Iga aegrea jaoks on leitud regressioonikordaja olulisuse näitaja  $P$  väärtus. Statistiliselt usaldusväärsed on loetud lineaarseid trende  $P < 0,05$  olulisuse nivool. Eraldi on kindlaks tehtud eriti tugevad trendid  $P < 0,01$  ja  $P < 0,005$  tasemel.

### 3. Tulemused

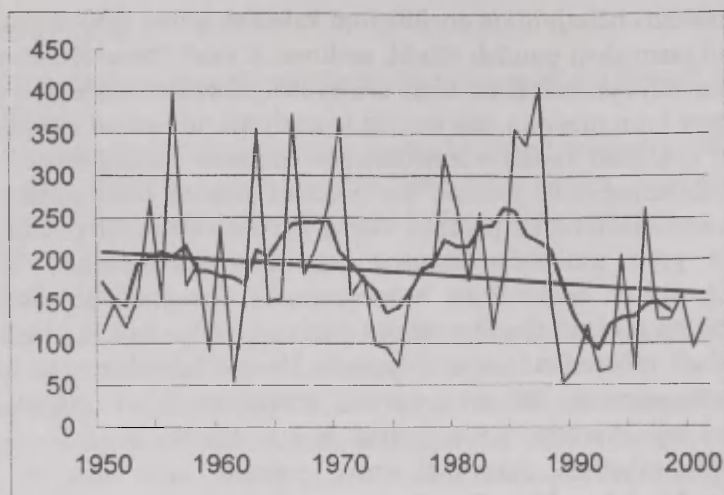
#### 3.1. Läänemere maksimaalne jäätumine

Kogu Läänemere jääoludes on viimasel poolesajal aastal olnud märgata selget kahanemistendentsi. Vaatlusperioodi jooksul on maksimaalse jäätumise pindala vähenenud keskmiselt umbes 50000 km<sup>2</sup> võrra, mis moodustab ca 24 protsenti (joonis 2). Samas näitavad analüüsi tulemused, et niisugune muutus ei mahu kaugeltki statistilise usaldusväärsuse piiresse. Seda põhjustab jäätumise aegrea tohtu suur aastatevaheline muutlikkus.

Läänemere pindala on 420000 km<sup>2</sup>, mis pole uuritava perioodi jooksul kordagi olnud üleni jääga kaetud. Küll aga tulevad jooniselt 2 selgesti esile soojemate talvedega ja vähesema jääkattega 1990ndad aastad, samuti 1970ndate esimene pool jt. Ulatuslikum jäätumine oli iseloomulik 1960ndatele ja 1980ndatele.

#### 3.2. Jää tekkimise ja kadumise kuupäevad ning jääpäevade arv

Esimene jää tekib Eesti rannikumeres tavaliselt novembris või detsembris. Sisemere lahtede rannikul moodustub jääkate märksa varem kui avamere ääres. Nii näiteks esineb varane jäätumine Pärnu, Kunda, Virtsu ja Heltermaa jaama andmetel ning hiline jäätumine Ristna, Pakri, Vilsandi ja Sõrve jaamas. Rannikumere jäätumise aegridade keskväärtused ja muutused trendi järgi on toodud tabelis 1. Jaamades, kus esines ka jäävabu talvi, on vastavad näitajad vähem usaldusväärsed.



**Joon. 2.** Läänemere maksimaalne jäätumine tuhandetes ruutkilomeetrites, selle 7aastane libisev keskmine ja lineaarne trend.

**Fig. 2.** Time series of maximum extent of ice cover on the Baltic Sea, its 7-year moving mean and linear trend.

**Tabel 1.** Jääandmete keskvärtused ja muutused trendi järgi perioodil 1949/1950–2000/2001. Olulised trendid  $P < 0,05$  tasemel on trükitud jämedas kirjas.

\* – on esinenud jäävabu talvi.

**Table 1.** Means and changes by the trend of sea ice parameters during the period 1949/1950–2000/2001. Significant trends on the  $P < 0.05$  level are typed in bold.

\* – ice-free winters have been observed.

Jaam	Jäänähte tekkimine		Jäänähte kadumine		Jääpäevade arv	
	Keskmine	Muutus	Keskmine	Muutus	Keskmine	Muutus
Heltermaa	2-Dec	<b>28,1</b>	11-Apr	<b>-33,7</b>	116,5	<b>-53,6</b>
Kihnu	30-Nov	<b>37,1</b>	17-Apr	<b>-44,3</b>	116,0	<b>-67,6</b>
Kunda	17-Nov	3,7	17-Apr	-8,7	121,7	-9,5
Narva-Jõesuu	6-Dec	-2,4	17-Apr	<b>-21,6</b>	114,7	-17,7
Pakri *	16-Jan	<b>30,4</b>	30-Mar	<b>-40,7</b>	47,1	<b>-55,4</b>
Pärnu	23-Nov	<b>16,3</b>	22-Apr	-22,7	138,9	<b>-29,1</b>
Ristna *	31-Dec	12,7	23-Mar	<b>-44,7</b>	67,6	<b>-62,4</b>
Sørve *	17-Dec	1,8	31-Mar	<b>-42,5</b>	83,5	<b>-43,8</b>

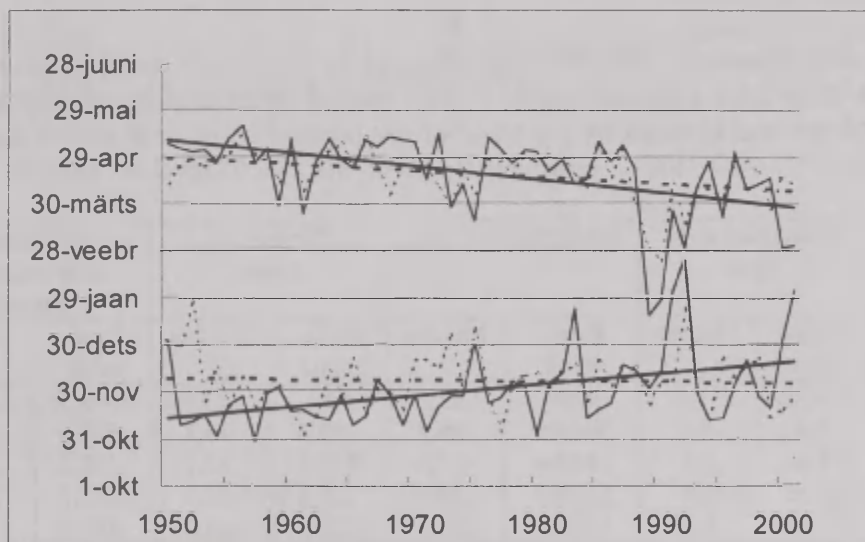
Selgub, et kolmes jaamas Lääne-Eesti sisemere rannikul on esinenud jäänähte tekkimise oluline nihkumine hilisemaks, sealjuures Kihnus koguni 37 päeva võrra. Samas Soome lahe rannikul mingit märkimisväärset muutust pole toimunud. Avamere rannikul on esinenud pehmeid talvi ilma jääta, mistõttu sealsetes jaamades esimeste jäänähte alguskuupäeva muutust raskem hinnata. Küll on aga vaatlusperioodi lõpus, 1990ndatel aastatel oluliselt sagenenud jäävabade talvede hulk.



Merejää kaob kevadel keskmiselt aprillikuus. See kuupäev on 20. sajandi teise poole jooksul nihkunud olulisel määral varasemale ajale. Selline muutus on heas kooskõlas kevadiste õhutemperatuuride statistiliselt olulise tõusutendentsiga (Jaagus, 1998), lumikatte vähenemisega (Tooming, Kadaja, 1999) ja varakevade varasema saabumisega (Jaagus, Ahas, 2000). Tabelis 1 toodud jaamadest on jäänähete lõpu varasemaks nihkumine jäänud vahemikku kahekümnest päevast maksimaalselt 44 päevani (Kihnus). Ainult Kunda puhul on muutus suhteliselt tagasihoidlik. Ajaline muutus 23 päeva võrra Pärnus pole usaldusväärne näitaja suure muutlikkuse tõttu.

Jääpäevade arv talve jooksul on üheks paremaks rannikumere jääolude iseloomustajaks. Üsna oodatavalt selgus, et kliima soojenemisega on kaasnenud jääpäevade arvu vähenemine. Üksikutes jaamades on see olnud trendi järgi võetuna enam kui kaks kuud. Sellised trendid on kõrge statistilise usaldusväärsusega – Kihnus ja Pakris isegi  $P < 0,001$  tasemel. Terava kontrastina tulevad esile Soome lahe rannikul olevad Kunda ja Narva-Jõesuu, kus jääpäevade arvu kahanemine on tunduvalt väiksem, kui kõikides teistes jaamades. See lubab teha järelduse, et jäänähete esinemine ei ole sugugi lineaarselt seotud kliima soojenemisega. Teatud temperatuuridest alates vähendavad soojad talved väga tugevasti jäätumist. Madalamatel temperatuuridel aga, nagu see on iseloomulik Soome lahele, ei esine nii selget jäätumise sõltumist temperatuurist. See on ka loomulik. Võib lihtsasti ette kujutada, et enamvähem sama jääkate esineb nii  $-5^{\circ}\text{C}$  kui ka  $-25^{\circ}\text{C}$  keskmise temperatuuri korral. See tähendab, et meri on lausaliselt jääga kaetud.

Joonisel 3 on kujutatud jäänähete alguse ja lõpu kuupäevade aegridu Kihnus ja Narva-Jõesuus. Esimesele jaamale on iseloomulikud väga tugevad muutused, teisel on aga trendid nõrgemalt väljendunud. Jooniselt on samuti näha jääga perioodi lühenemist eriti Kihnus ja eriti 1980ndate lõpul ja 1990ndate alguses. Kihnus esinesid vähese jääga talved ka aegrea kahel viimasel aasta, Narva-Jõesuus aga mitte.



**Joon. 3.** Jäänähete alguse ja lõpu kuupäevade aegread Kihnus (pidev joon) ja Narva-Jõesuus (katkendjoon) ning nende lineaarsed trendid.

**Fig. 3.** Time series of the start and end dates for sea ice in Kihnu (continuous line) and in Narva-Jõesuu (dashed line), and their linear trends.

### 3.3. Talve karmuse karakteristikud

Talve temperatuuriandmestiku analüüs annab üsna selgeid vastuseid pikaajaliste trendide esinemisest Eestis. Tabelis 2 on esitatud külmaperioodi algus- ja lõpukuupäeva, kestuse ning negatiivsete temperatuuride summa keskväärtused ja muutused trendi järgi 52 aasta jooksul. Nähtub, et külmaperioodi algus on mõne päeva võrra hilisemaks muutunud, maksimaalselt Kihnus 12 päeva, natuke varasemaks muutunud vaid Kundas, kuid kõik trendid on täiesti mitteolulised. See tähendab, et uute aastate andmete lisandumisega võivad nad kiiresti muutuda ega oma seetõttu tõsiseltvõetavat sisu.

Samas on külmaperioodi lõpp kõikides vaadeldud jaamades statistiliselt olulisel määral, 19–39 päeva võrra, varasemaks muutunud. Sealjuures ilmneb kindel seaduspärasus, et kõige suurem muutus on aset leidnud avamere rannikul paiknevates jaamades. Mida suletuma ja sisemaalise rannikualaga on tegemist, seda väiksemaks see jääb. Joonisel 4 on võrdlevalt esitatud külmaperioodi lõpu ehk ööpäeva keskmise õhutemperatuuri püsivalt üle 0°C tõusmise kuupäeva aegread erinevates tingimustes olevate jaamade kohta. Kui tavalistel talvedel selles näitajas suurt territoriaalset erinevust pole, siis pehmete talvede korral tõuseb Vilsandis, kus merejää puudub, temperatuur 0°Cst kõrgemale palju varem – juba jaanuaris-veebruaries, erandjuhul isegi detsembris.

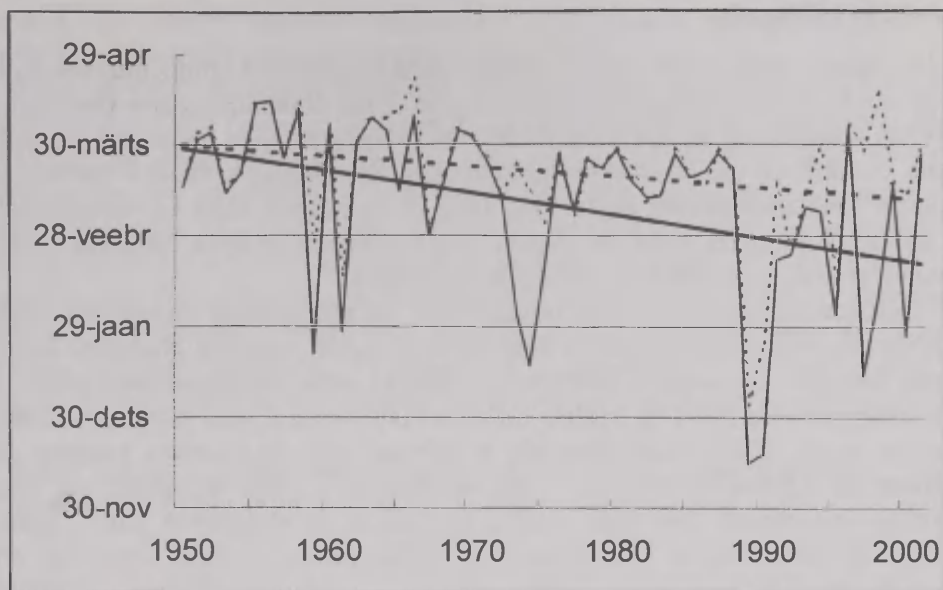
Õigem oleks siinkohal öelda, et periood keskmise õhutemperatuuriga alla nulli on väga lühike olukorras, kus puudub merejää. Hõlbustamaks andmetöötlust on igal talvel siiski määratud selline periood, olgugi et ainult mõne päeva pikkune.

Külmaperioodi kestus, mis leiti selle algus- ja lõpukuupäeva vahena, on viimase poolsajandi jooksul vähenenud olulisel määral (tabel 2). Kõige ulatuslikum külmaperioodi lühenemine (enam kui 40 päeva) on toimunud avamere rannikul, kõige väiksem aga Kunda andmetel. Negatiivsete temperatuuride summa on vaatlusperioodi jooksul vähenenud statistiliselt usaldusväärsel määral  $P < 0,05$  nivool kõikides uuritavates jaamades (tabel 2, joon. 5).

**Tabel 2.** Külmaperioodi andmete keskväärtused ja muutused trendi järgi perioodil 1949/1950–2000/2001. Olulised trendid  $P < 0,05$  tasemel on trükitud jämedas kirjas.

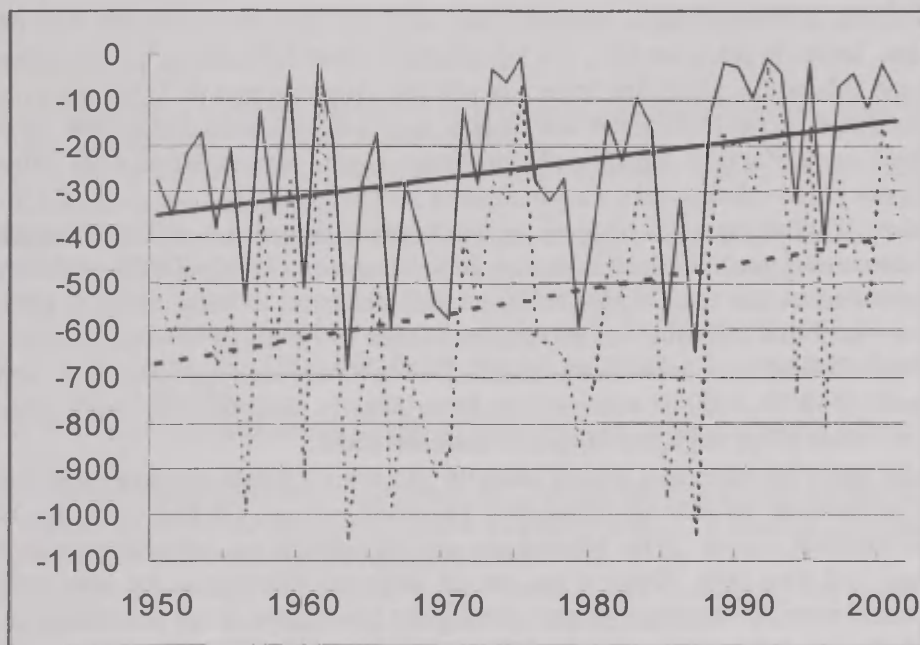
**Table 2.** Means and changes by the trend of the parameters of cold season during the period 1949/1950–2000/2001. Significant trends on the  $P < 0.05$  level are in bold.

Jaam	Külmaperioodi algus		Külmaperioodi lõpp		Külmaperioodi kestus		Negatiivsete temperatuuride summa	
	Keskmine	Muutus	Keskmine	Muutus	Keskmine	Muutus	Keskmine	Muutus
Kihnu	17-Dec	11,8	19-Mar	<b>-22,1</b>	92,1	-33,9	-377,3	<b>302,6</b>
Kunda	1-Dec	-5,1	20-Mar	<b>-18,9</b>	109,4	-13,8	-535,9	<b>281,8</b>
Pakri	8-Dec	4,3	18-Mar	<b>-27,9</b>	100,0	-32,2	-401,2	<b>261,4</b>
Pärnu	4-Dec	4,4	21-Mar	<b>-26,7</b>	106,8	<b>-31,1</b>	-487,7	<b>339,3</b>
Ristna	27-Dec	6,3	10-Mar	<b>-35,3</b>	73,1	<b>-41,6</b>	-249,6	<b>191,1</b>
Sõrve	25-Dec	7,2	11-Mar	<b>-33,7</b>	76,6	<b>-40,9</b>	-262,9	<b>218,6</b>
Vilsandi	27-Dec	6,1	10-Mar	<b>-38,8</b>	73,0	<b>-44,9</b>	-248,9	<b>209,1</b>
Virtsu	12-Dec	3,4	20-Mar	<b>-25,4</b>	97,8	-28,8	-424,8	<b>288,2</b>



**Joon. 4.** Külmaperioodi lõpukuupäeva aegread ja lineaarsed trendid Vilsandis (pidev joon) ja Kundas (katkendjoon).

**Fig. 4.** Time series and linear trends of the end date of the cold period in Vilsandi (continuous line) and in Kunda (dashed line).



**Joon. 5.** Negatiivsete temperatuuride summad ja nende lineaarsed trendid Vilsandis (pidev joon) ja Kundas (katkendjoon).

**Fig. 5.** Sums of negative degree-days and their linear trends in Vilsandi (continuous line) and in Kunda (dashed line).



#### 4. Arutelu ja kokkuvõte

20. sajandi teisel poolel on aset leidnud märkimisväärsed kliima muutused nii kogu maakeral kui ka Eestis. Peamiseks muutuseks on olnud õhutemperatuuri tõus, millega on otseselt või kaudsemalt seotud ka kõikide teiste kliimanäitajate muutused. Temperatuur on Eestis statistiliselt usaldusväärsel tasemel tõusnud eelkõige kevadel – märtsis, aprillis ja ka mais. Õhutemperatuuri positiivsed trendid on selgelt näha ka talvekuudel, kuid suure ajalise kõikumise tõttu on nende usaldusväärsus märksa väiksem. Ülejäänud aastaegade puhul ei saa rääkida kliima soojenemisest.

Õhutemperatuuri tõus Eestis talvisel ajal on põhjustatud muutustest atmosfääri tsirkulatsioonis. Üha tugevnenud on läänevool, soojema merelise õhumassi kandumine Euroopas kaugele ida suunas. Läänevoolu intensiivsuse näitajana kasutatakse Põhja-Atlandi ostsillatsiooni indeksit, millele on olnud iseloomulik väga tugev positiivne trend (Thompson *et al*, 2000). See tähendab, et talvisel ajal on õhurõhu kontrast Assoori maksimumi ja Islandi miinimumi vahel suurenenud, mille tagajärjel on läänevool võimsamaks muutunud. See aga toob meile sooja ja ebapüsivat ilma. Koos selle muutusega on Eestis talvel intensiivistunud tsüklonaalne tegevus, keskmine õhurõhk langenud, tormituuled sagenenud, sademete hulk suurenenud, lumikatte kestus ja jääkatte ulatus vähenenud jne.

Eriti silmatorkavalt soojad talved esinesid üksteise järel ajavahemikul 1988/89–1992/93. See oli ilmsesti ainulaadne periood teadaolevas Eesti ajaloos. Järgnevalt on aga toimunud talviste ilmastikutingimuste teatav stabiliseerumine. Edaspidi on esinenud nii pehmemaid kui ka külmemaid talvi, kuid võrreldes varasema ajaga on esimeste osakaal palju suurem.

Talvine õhutemperatuur mõjutab üsna oluliselt kevade saabumist. Kui on olnud pakaseline, lume- ja jäärohke talv, siis kevad jääb samuti külmaks ja hiliseks. Maapinna, lume ja jää sulatamine võtab ära suure osa päikese kiirgusenergiast. Lumikate omab mitu korda suuremat peegeldusvõimet kui paljas maapind, mistõttu kevadiselt intensiivne kiirgushulk peegeldatakse lumepinnalt enamuses tagasi atmosfääri ja seda vähem jääb soojust lume ja jää sulatamiseks ning maapinna soojendamiseks.

Mere jääolud on väga tihedalt seotud õhutemperatuuriga. Jääkatte maksimaalne ulatus Läänemerel on kõikunud sajandite jooksul umbes 50000–60000 ruutkilomeetrist kõige pehmematel talvedel kuni 420000 ruutkilomeetrini, st mere täieliku jäätumiseni erakordselt karmidel talvedel, mis viimati leidis aset 1939/40, 1941/42 ja 1946/47. Seega on erinevused olnud kuni kaheksakordsed. Sellise tohutu variatsiooni korral on mõisteta, et perioodil 1949/50–2000/01 esinenud tendents jääkatte vähenemisele trendi järgi umbes 50000 km<sup>2</sup> võrra ei ole sugugi statistiliselt usaldusväärne.

Küll aga võib täheldada olulist jääkatte vähenemist Eesti rannikumeres. Jäänähte esimene esinemine on jäänud mõnevõrra hilisemaks, kuid jää kadumine on hakanud toimuma oluliselt varem. Selle tulemusena on jääpäevade arv vähenenud märgatavalt, keskmiselt 1–2 kuu jagu. Huvitav on see, et jääkatte vähenemine on eriti intensiivne olnud avatud rannikujaamades (Ristna, Vilsandi, Sõrve), kus niigi on jäätumist vähem esinenud. Samas on madalamates ja suletumates lahtedes jäätumise vähenemine olnud vähem märgatav. Soome lahe lõunarannikul, konkreetselt Kundas ja Narva-Jõesuus, pole aga fikseeritud statistiliselt olulist jääpäevade arvu kahanemist.

Sarnased tulemused on saadud ka temperatuurandmetele tuginedes. Külmaperioodi algus on mitteoluliselt hilisemaks jäänud ja lõpp väga oluliselt, keskmiselt kuu aega varasemaks muutunud. Tulemusena on külmaperioodi kestus märgatavalt

kahanenud ja talve jooksul kogunenud negatiivsete temperatuuride summa vaatlusperioodi jooksul umbes poole võrra vähenenud.

Muutused pole toimunud Eesti alal ühesuguselt. Ka varasemad tööd on näidanud, et talvede soojenemise tingimustes ilmastikulised kontrastid Läänemerele ja Sise-Eesti kliimavaldkonna vahel mitte ei kahane, vaid hoopis kasvavad (Jaagus, 1997). Kõige märgatavam on see Saaremaa ja Hiiumaa läänerrannikul, kus jäävaba mere toimel on talvede soojenemine kõige tugevam. Võib öelda, et tänapäevaks on selle ala kliimatüüp muutunud, kasutades Köppeni klassifikatsiooni. Kui varasemate andmete põhjal oli kogu Eestis kliimatüüp Dfb, siis viimaste aastakümnete jooksul on Vilsandis, Ristnas ja Sõrves mõõdetud temperatuuride alusel see asendunud kliimatüübiga Cfb, st ilma püsiva lumikatteta talvega mõõduka kliimaga, nagu enamuses Lääne-Euroopast. Tüübi määramise kriteeriumiks on see, et kõige külmema kuu keskmine temperatuur on kõrgem kui  $-3^{\circ}\text{C}$ .

Kuna ilmastikutingimused talveperioodil on Eestis väga muutlikud, siis ei saa käesolevas töös toodud tulemusi siiski surmtõsiselt õigeks lugeda. Juba paari-kolme väga külma talve lisandumine võib olematuks teha suure osa eelnevalt eristatud usaldusväärsetest trendidest. Umbes taoline tagasilöökk esines enam kui pool sajandit tagasi. Kuni 1930ndate aastate lõpuni esines väga selge tendents kliima soojenemisele. Sellele järgnes aga kolm erakordselt pakaselist talve, viimasena 1941/42 aasta sajandi karmima talvega ning edaspidi hakkasid kliimatingimused ajutiselt järkjärgult jähnenema. Ajaloolist analoogiat arvestades on käesolevate kirjaridade autor juba tükk aega oodanud, kas midagi taolist hakkab korduma. Võimalik on aga seegi, et uutes kliimatingimustes seda enam ei toimugi.

## Kirjandus

- Alenius, P., Makkonen, L., 1981. Variability of the annual maximum ice extent of the Baltic Sea. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, 29, 393-398.
- Betin, V.V., Preobraženskij, J.V., 1962. Surovost' zim b Jevrope i ledovitost' Baltijskogo morja. *Gidrometeoizdat, Leningrad*.
- Climatological ice atlas for the Baltic Sea, Kattegat, Skagerrak and Lake Vänern (1963–1979), 1982. Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping.
- Dubra, J., 1993. The long time ice variabilities and conditions in the Kurschiu Gulf. *Report Series in Geophysics, Department of Geophysics, University of Helsinki*, 27, 109-122.
- Haapala, J., Leppäranta, M., 1997. The Baltic Sea ice season and the changing climate. *Boreal Env. Res.*, 2, 93-108.
- Jaagus, J., 1997. The impact of climate change on the snow cover pattern in Estonia. *Climatic Change*, 36, 65-77.
- Jaagus, J., 1998. Climatic fluctuations and trends in Estonia in the 20th century and possible climate change scenarios. *Climate change studies in Estonia* (Eds. T. Kallaste, P. Kuldna). Tallinn, Stockholm Environment Institute Tallinn Centre, 7-12.
- Jaagus, J., 1999. Interactions between snow cover duration, extent of sea ice and winter mean air temperature in Estonia. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 84, 74-83.
- Jaagus, J., Ahas, R., 2000. Space-time variations of climatic seasons and their correlation with the phenological development of nature in Estonia. *Clim. Res.*, 15, 207-219.
- Jevrejeva, S., 2000. Long-term variability of sea ice and air temperature conditions along the Estonian coast. *Geophysica*, 36, 17-30.
- Jevrejeva, S., 2001. Severity of winter seasons in the northern Baltic Sea between 1529 and 1990: reconstruction and analysis. *Clim. Res.*, 17, 55-62.

- Koslowski, G., Löwe, P., 1994. The Western Baltic sea ice season in terms of mass-related severity index. 1879–1992. Part I. Temporal variability and association with the North Atlantic oscillation. *Tellus*, 46A, 66–74.
- Leppäranta, M., Seinä, A., 1985. Freezing, maximum annual ice thickness and breakup of ice along the Finnish coast during 1830–1984. *Geophysica*, 21(2), 87–104.
- Mardiste, H., 1999. Ice conditions in the Väinameri and their influence on the traffic between West-Estonian islands and the mainland. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 84, 37–42.
- Seinä, A., 1993. Ice time series of the Baltic Sea. Report Series in Geophysics, Department of Geophysics, University of Helsinki, 27, 87–90.
- Seinä, A., Palosuo, E., 1993. The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720–1992. *Meri*, 20, 5–20.
- Sztobryn, M., Krzyminski, W., 1999. Extreme sea level events, sea-ice conditions, mean surface temperature and mean salinity changes during last 45 years – Gulf of Gdansk. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 84, 26–36.
- Tarand, A. 1993. The Tallinn time series of break-up as climate indicator. Report Series in Geophysics, Department of Geophysics, University of Helsinki, 27, 91–93.
- Thompson, D.W.J., Wallace, J.M., Hegerl, G.C., 2000. Annual modes in the extratropical circulation. Part II: trends. *J. Climate*, 13, 1018–1036.
- Tooming, H., Kadaja, J., 1999. Climate changes indicated by trends in snow cover duration and surface albedo in Estonia. *Meteorol. Zeitschrift*, N. F. 8, 16–21.
- Tooming, H., Keevalik, S., 2001. Relationships among the ice extent on the Baltic Sea, the snow cover in surrounding areas, and the temperature. Third Study Conference on BALTEX, 2–6 July 2001, Conference Proceedings. International BALTEX Secretariat, Publication No. 20, 229–230.
- Vahter, R., 1994. Tallinna ja Muuga lahe jääolud. *Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat*, 26, 19–30.

## **Changes in Sea Ice Conditions Near the Estonian Coast During the Second Half of the 20th Century**

Jaak Jaagus

*Institute of Geography, University of Tartu*

### **Summary**

Linear trends in the sea ice conditions near the Estonian coast and in the parameters of the severity of winter during 1951–2000 are estimated using linear regression analysis. Statistically significant trends are detected for many variables. Mostly, they are the consequences of general climate warming.

The maximum extent of sea ice in the Baltic has decreased by 50000 km<sup>2</sup> or 24 per cent. But this trend is not on the  $P < 0.05$  level due to the extremely high temporal variability of iciness. The number of days with sea ice observed in Estonian coastal stations has decreased by 1–2 months per 50 years. The formation of ice cover has started later during the study period, and its disappearance has occurred much earlier. The most significant trends are characteristic for the open coasts of the Baltic Proper. The least remarkable changes or even no changes have been observed in shallow bays, especially on the coast of the Gulf of Finland.

Severity of winter is described using start and end dates and duration of a cold period (daily mean temperature permanently below 0°C), and sums of negative degree-days. The start of the cold period has not shifted significantly to a later date, but approximately by one week. At the same time, the cold period ends significantly earlier at every station – by 19–39 days. Significant decrease in duration of the cold period is observed only on the coast of the open sea. The sums of negative degree-days have decreased very significantly at every station, up to two times.



## Pinnase ja õhu soojusressurssidest Võru ja Tartu andmetel

Tiina Tammets

*Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut*

### 1. Sissejuhatus

Taastuvate energiaallikate üheks oluliseks liigiks on piirkonna kliimaressursid – tuuleenergia, õhu- ja maasoojus, päikese kiirgusenergia. Kapitalimahukate projektide koostamisel tuleks arvestada nende kliimaressursside võimaliku suurusega ja ajalise jaotusega antud piirkonnas. Selle eelduseks on piisavalt pikkade meteoroloogiliste aegridade olemasolu. Seejuures ei piisa ainult meteoroloogiliste elementide keskmiste väärtuste teadmisest, vaid tuleb uurida ka meteoroloogilise elemendi ajalise jaotuse tõenäosuslikke karakteristikuid, et põhjendada kapitalimahutuste tasuvust.

Eesti kliima on energeetiliste ressursside poolest pakkunud viimasel ajal huvi eelkõige tuule ja ka päikesekiirguse energia kasutamise seisukohalt (Kull, 1996; Tomson, 2000). Samas võiksid ka kütteperioodi pinnase ja õhu soojusressursid olla energiamajanduses suurema tähelepanu objektiks. Kui õhutemperatuuri territoriaalse ja ajalise jaotuse ning trendide kohta on kirjanduses leida mitmeid üldistusi (Kivi, 1990; Karing, 1992; Jaagus, 1998; 1999; Russak, 1999 jt), siis pinnase temperatuurirežiim on viimasel ajal leidnud käsitamist enamasti vaid põllumajanduse seisukohalt (Kivi, 2001).

Käesoleva artikli eesmärgiks on:

- analüüsida õhu- ja pinnasetemperatuuride summasid ja summade trende kütteperioodil Võru ja Tartu meteoroloogiajaamade aegridade alusel;
- hinnata vaadeldud temperatuurisummade muutlikkust;
- hinnata kütteperioodi võimalike temperatuurisummade tõenäosusi empiiriliste tagatusnomogrammide abil.

Kütteperioodiks loeme ajavahemikku septembri algusest kuni aprilli lõpuni. Kütteperioodi erinevate osade soojusressursside arvestamiseks kasutame ajasammu üks dekaad. Nii saame hinnata neid kliimaressursse ajavahemikul alates 1. septembrist kuni septembrikuu, oktoobrikuu jt kuude erinevate dekaadide lõpuni. Soojusressurssidena käsitatavad temperatuurisummad arvutame järgmiste valemite alusel.

Õhutemperatuuri summad avalduvad valemiga

$$\sum T_{\bar{O}} = \sum_{i=1}^n T_{\bar{O}_i} \cdot k_i, \quad (1)$$

kus  $n$  on dekaadi number alates septembri 1. dekaadist,  $T_{\bar{O}_i}$  –  $i$ -nda dekaadi keskmine õhutemperatuur,  $k_i$  –  $i$ -nda dekaadi päevade arv.

Pinnase temperatuuri summad sügavusel  $s$  leitakse valemiga

$$\sum T_s = \sum_{i=1}^n T_{s_i} \cdot k_i, \quad (2)$$

kus  $n$  on dekaadi number alates septembri 1. dekaadist,  $Ts_i$  –  $i$ -nda dekaadi keskmine pinnase temperatuur sügavusel  $s$ ,  $k_i$  –  $i$ -nda dekaadi päevade arv.

## 2. Statistiline materjal

Kui õhutemperatuuri mõõdetakse kõigis 21 siiani töötavas meteoroloogiajaamas, siis mulla sügavustermomeetrid on paigutatud neist vaid seitsme jaama (Tallinna, Väike-Maarja, Jõhvi, Tõravere, Nigula, Võru ja Viljandi) vaatlusväljakule. Nende seitsme jaama andmete alusel ei ole võimalik teha üldistusi kogu Eesti territooriumi pinnase soojusressursside kohta. Selleks, et saada esialgset ettekujutust võimalike summade suuruse ja nende jaotuse kohta üldse, analüüsime esmalt Võru meteoroloogiajaama 1961–2002. a õhutemperatuuri- ning 1977–2002. a 0,4, 0,8, 1,6 ja 3,2 meetri sügavuse pinnase temperatuurisummasid ja võrdleme neid suhteliselt lähedal asuva Tartu-Ülenurme endise meteoroloogiajaama 1961–1996. a andmetega.

Võru kuulub mullastiku poolest keskmiselt ja tugevalt leetunud kamar-leetmuldade vööndisse, kus mulla lähtekivimiks on punakaspruun raudkivirohke saviliiv- ja liivsavimoreen (Eesti NSV agrokliima teatmik, 1962). Meteoroloogiajaam asub Otepää ja Haanja kõrgustiku vahel laialdase Võru orundi lammil savikast moreenist koosneval lamedal künkal. Põhjavee tase on alla 3 m. Tartu-Ülenurme meteoroloogiajaama vaatlusväljak asub Võrust põhjapool ligikaudu 60 km kaugusel Kagu-Eesti lavamaal viljaka liivsavi- ja saviliivmoreeniga lainjal tasandikul, mille põhjavee tase on samuti alla 3 m. Pinnase keskmine kühnumissügavus Võrus on 50 cm, Tartus 58 cm.

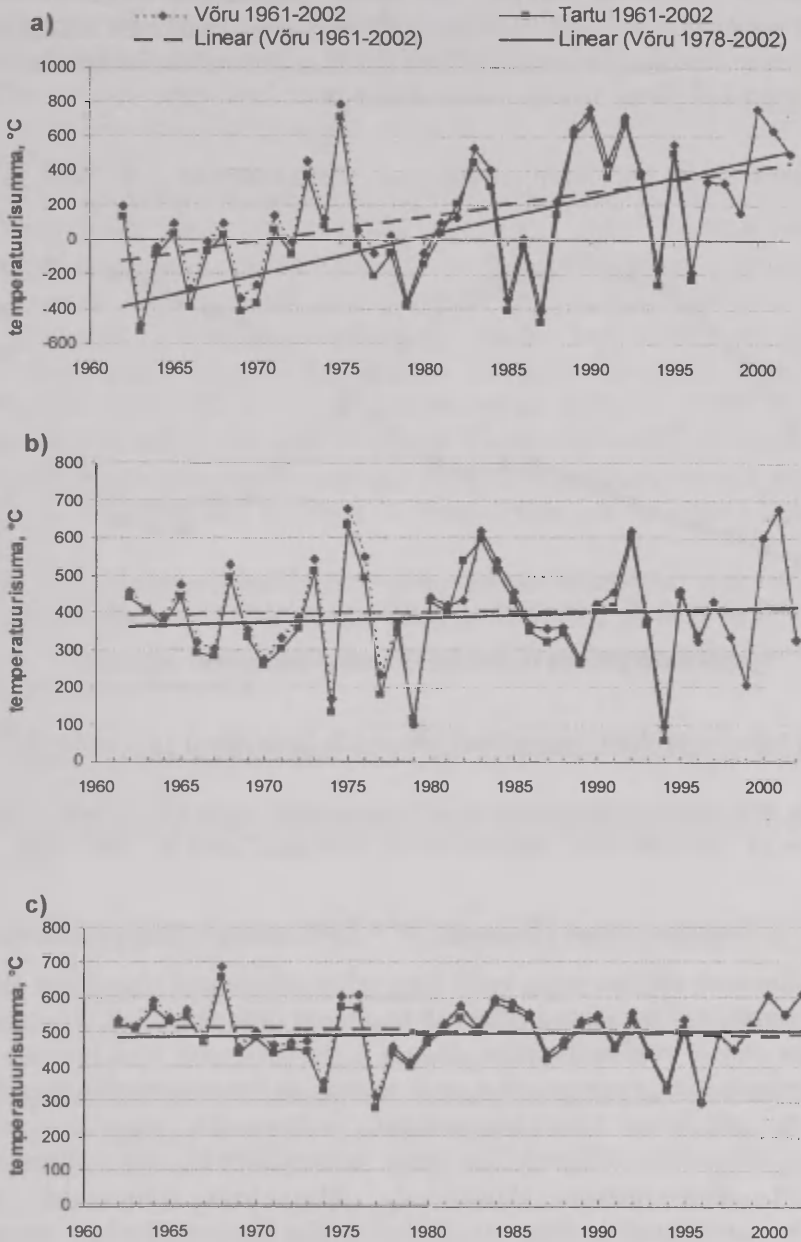
Õhutemperatuuri mõõdetakse vaatlustähtaegadel – kell 21, 00, 03, 06, 09, 12, 15 ja 18 Greenwichi aja (GMT) järgi vastavalt metoodikale (Hüdrometeoroloogiajaamade..., 1989). Tähtajalised mõõtmistulemused üldistatakse päeva, dekaadi ja kuu keskmisteks andmeteks. Pinnase temperatuuri mõõtmisi viiakse külmal aastaajal läbi vaid üks kord ööpäevas – kell 12 (GMT) 0,2–3,2 m sügavusele taimkatte alla paigutatud mulla sügavustermomeetrite abil vastavalt viidatud metoodikale. 1977–2002. aastatel on Võru ja Tartu meteoroloogiajaamades pinnase temperatuure mõõdetud 0,2, 0,4, 0,8, 1,2, 1,6 ja 3,2 m sügavusel.

Kui võtta vaadeldavate perioodide alguseks 1977. aasta septembrikuu, siis saame analüüsida 25 aasta kütteperioodide õhu- ja pinnasetemperatuuri summasid. Graafikutel on kütteperioodid esitatud nende lõpuaasta numbriga. Vaatluse all olevatest meteoelementidest on õhutemperatuuri varieeruvus kõige suurem. Sellepärast kasutasime kütteperioodi õhu temperatuurisummade analüüsimiseks pikemat – 1961–2002. a vaatlusrida Võrus ning 1961–1996. a rida Tartus.

## 3. Õhu temperatuurisummad ja nende muutlikkus kütteperioodil

Õhu temperatuurisummade analüüs kinnitab väidet, et Eestis on kõige suuremad muutused mitmete kliimaelementide aegridades toimunud kevadtalvel ja varakevadel, mille põhjuseks loetakse atmosfääri tsonaalse tsirkulatsiooni esinemissageduse kasvu sel perioodil (Jaagus, 1998; Russak, 1999). Kogu uuritava perioodi temperatuurisummade trendi iseloomustab märgatav tõus (joon. 1), mis on lühema, 1977–2002. a ajaperioodi puhul järsem. Sealjuures on põhiliseks temperatuurisummade suurenemise põhjuseks kütteperioodi teise poole õhutemperatuuride tõus (joon. 1b, c). Sügisene ja sügis-talvine

õhutemperatuur ja selle summad ei ole vaadeldaval ajavahemikul märgatavalt kasvanud. Nii järeldatakse ka töös (Jaagus, 1999), et septembrikuus on täheldatav hoopis ilma jähnenemine. Keskmiselt on õhu temperatuurisummad Võrus kõrgemad kui Tartus (joon. 2). Erinevus suureneb kevadega.

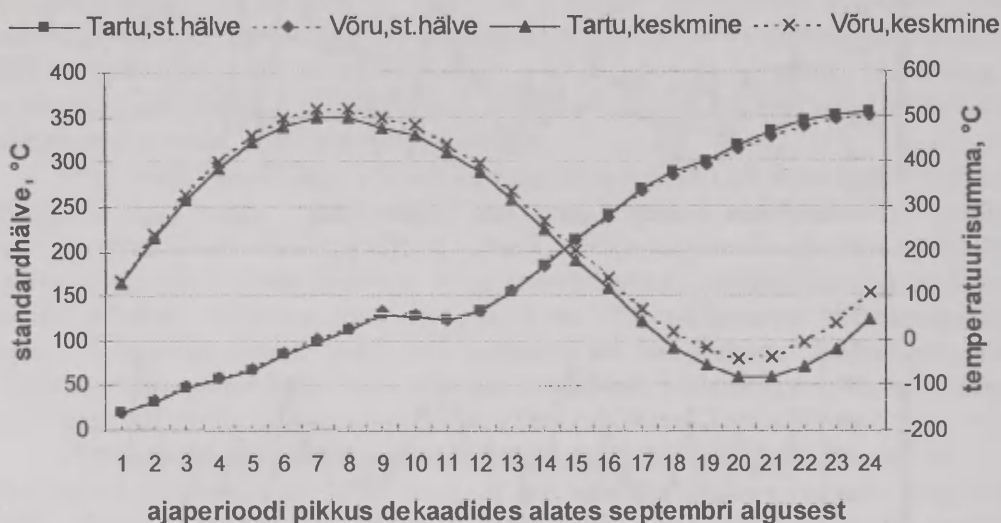


Joon. 1. Õhutemperatuuri summad Võrus ja Tartus 1961–2002, a – september–aprill, b – september–detsember, c – september–oktoober.

Fig. 1. Total sums of air temperature in 1961–2002 in Võru and Tartu in the period of September–April (a), September–December (b) and September–October (c).



Õhu temperatuurisummade muutlikkus on üldiselt seda suurem, mida pikem on ajaperiood (joon. 2). Standardhälbe käik Võru ja Tartu jaamade 1961–1996. a andmetel on praktiliselt ühtelangev. Kuni novembrikuu 2. dekaadi lõpuni suureneb standardhälve lineaarselt iga dekaadi õhutemperatuuride summa lisandumisega. Standardhälve ei muutu novembrikuu III dekaadi ja detsembrikuu dekaadisummade lisandumisel. Kevadtalviste õhutemperatuuride suur muutlikkus põhjustab standardhälve kasvu kolmekordse keskmiste temperatuurisummade väärtuseni Võrus ja kaheksakordse keskmiseni Tartus. Sellise suure muutlikkuse juures on võimalike õhutemperatuurisummade tõenäosuslik hinnang kütteperioodi jaoks madala usaldusnivooga.



Joon. 2. Võru ja Tartu õhutemperatuuri summade keskmised ja standardhälbed 1961–1996.

Fig. 2. Means and standard deviatons of air temperature sums for periods covering 1<sup>th</sup>, 1–2<sup>th</sup>, 2–3<sup>th</sup>, ..., 23–24<sup>th</sup> decade from 1 September in Võru and Tartu in 1961–1996.

#### 4. Pinnase ja õhutemperatuuri summad 1977–2002. aasta kütteperioodidel

Pinnas koosneb tahkest osast, veest koos selles lahustunud ainetega ja õhust. Nende koostisosade termilised omadused erinevad üksteisest õige tunduvalt. Pinnase tahke osa ruumierisoojus oleneb võrdlemisi vähe pinnase liigist (liiv, savi, kivi, huumus jne). Mida rohkem on pinnases vett ja vähem õhku, seda suurem on tema ruumerisoojus ja vastupidi.

Nii on põhiliseks mullatemperatuuri mõjutavaks teguriks mullaniiskus. Mullaniiskuse vähenedes väheneb ka tema soojusjuhtivus, mis vähendab soojuse edasikandumist sügavamatesse kihtidesse. Sügavusega vähenevad võimalikud soojusjuhtivuse amplituudid. See on seotud mulla lasuvustiheduse suurenemisega sügavuse kasvades. Mida tihedam on muld, seda väiksem on ta poorsus, seetõttu seda vähem vett sisaldab muld veega küllastumisel. Kuna vee soojusmahtuvus on üle 5 korra suurem mulla tahke osa soojusmahtuvusest, ei kompenseeri tahke osa tiheduse kasv veehulga vähenemist ja seetõttu tiheduse kasvades mulla maksimaalne soojusmahtuvus väheneb. Soojusmahtuvuse varieeruvus mulla ülemistes kihtides on tunduvalt suurem kui

alumistes kihtides. See on seotud mulla lasuvustiheduse ja orgaanilise aine suurema varieeruvusega.

Keskmistel laiustel avaldub maapinna temperatuuri aastane käik 15–20 m sügavusele. Nendest kihtidest sügavamal on temperatuur aastaeagselt püsiv. Ajaliselt hilinevad aastased maksimumid ja miinimumid 20–30 ööpäeva iga meetri kohta (Šul’gin, 1967). Pinnase temperatuuri sesoonsed muutused on seotud temperatuuri aastase käigu eripärasustega erinevatel sügavustel. Talvel temperatuur sügavusega tõuseb, suvel langeb. Ülemineku perioodidele on omased mullatemperatuuri jaotuse iseärasused. Nii tekib sügisel mullas teatud sügavusel soe kiht, millest nii sügavamal kui kõrgemal on temperatuur madalam. Kevadel vastupidi, rohkem soojenenud kihtide vahel, üleval ja all asub kõige külmem kiht.

Pinnase temperatuuri aastane käik sõltub taimkattest ja talvisel perioodil eriti lumikattest. Lumikatte all väheneb mulla jahtumine, kuna lumikate omab väikest soojusjuhtivust ja suurt peegeldusvõimet. Pikemaajalisel temperatuuri püsimisel alla 0°C külmub pinnases olev vesi ja liidab pinnase tahked osad kompaktselt kõvaks massiks – külmunud pinnaseks. Pinnase külmumisega mulla soojusfüüsikalised omadused muutuvad. Eestis algab pinnase külmumine tavaliselt novembri keskel ja ulatub keskmiselt 35–80 cm-ni (Eesti agrometeoroloogiline teatmik, 1962). 1977–2002. a pinnase temperatuuri mõõtmiste järgi Võrus ja Tartus võib öelda, et vähem kui pooltel nendest aastatest ulatus pinnase temperatuur (tavaliselt veebruari teiseks pooleks, märtsi alguseks) 40 cm sügavusel minimaalselt -2 kuni -3°Cni, 80 cm juures aga vaid mõnel aastal -0,6°Cni.

1977–1996. a kütteperioodide õhu- ning pinnase keskmised temperatuurisummad Võrus ja Tartus suurenevad sügavuse kasvuga oluliselt (tabel 1). Ühest meetrist sügavamal on Võru meteoroloogiajaamas pinnas keskmiselt soojem kui Tartus. Sügavuse kasvades erinevused suurenevad.

**Tabel 1.** Pinnase ja õhutemperatuuri summade keskmised väärtused Võrus ja Tartus kütteperioodil 1977–1996.

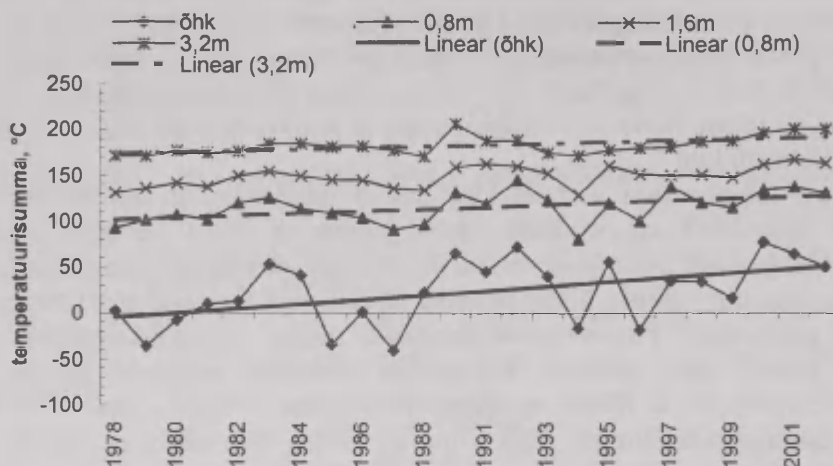
**Table 1.** Means of soil and air temperature sums in September–April in 1977–1996 in Võru and Tartu.

Jaam	Õhk	0,4m	0,8m	1,6m	3,2m
Võru	179	885	1108	1463	1806
Tartu	124	919	1103	1359	1665

Nii nagu õhutemperatuuridelgi, on septembri–aprillikuu pinnase temperatuuri summadel viimase 25 aasta jooksul näha tõusvat statistiliselt usaldatavat tendentsi (joon. 3). Septembrist detsembrini on pinnase temperatuuri summadel sügavusel 0,8–3,2 m märgatav positiivne trend (joon. 4), mis on statistiliselt usaldatav, samas 1977–2002. a sügisperioodide õhutemperatuuri summade väike positiivne trend pole statistiliselt usaldatav.

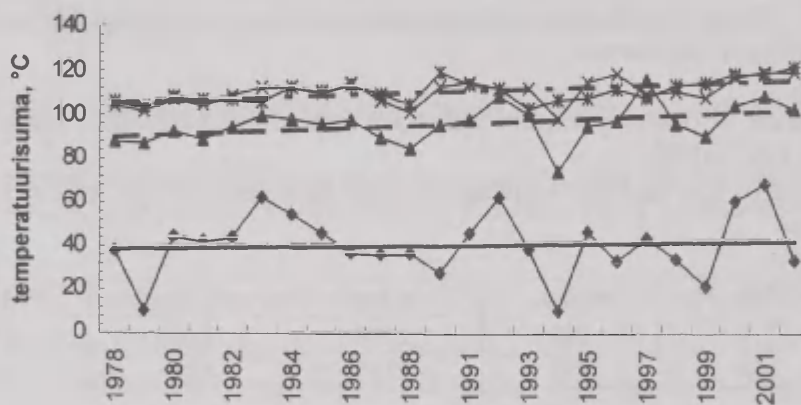
Kütteperioodi pinnase ja õhu temperatuurisummadel on negatiivne korrelatsioon lumepäevade ja selgete päevade arvuga. Korrelatsioonikoefitsient on seejuures kõige kõrgem lumepäevade arvu ja 0,8 m pinnase ning lumepäevade arvu ja õhutemperatuuri summade vahel (-0,71). Selgete päevade arvu ja 0,8 m sügavuse pinnase ning õhu

temperatuurisummade vahel on samuti suhteliselt tugevad seosed: korrelatsioonikoefitsiendid on vastavalt 0,60 ja 0,63. Teiste sügavuste puhul on korrelatsioonikoefitsiendid mõnevõrra väiksemad. Erinevate perioodide sademete summaga oli pinnase temperatuurisummade seos nõrk, pinnase niiskuse määramisi meteoroloogiajaamades aga ei tehta.



Joon. 3. Pinnase temperatuurisummad Võrus septembris–aprillis 1977–2002.

Fig. 3. Total sums of soil temperature in September–April 1977–2002.



Joon. 4. Pinnase temperatuurisummad Võrus septembris–detsembris 1977–2002.

Fig. 4. Total sums of soil temperature in September–December 1977–2002 in Võru.

Kütteperioodi temperatuurisummade variatsioonikoefitsiendi dünaamika Võrus ja Tartus on sarnane, kuigi absoluutväärtuselt on 0,4 m ja 0,8 m sügavusel pinnase temperatuurisummade variatsioonikoefitsiendid Tartus mõnevõrra madalamad. Perioodi pikkuse kasvuga variatsioonikoefitsient suureneb (joon. 5), kuid ei ületa nii Võrus kui Tartus 3,2 m sügavusel 4–7%, mis andmete normaaljaotuse juures tingiks valimi keskmise määramiseks 1% vea puhul vajalikuks andmerea pikkuseks 16–49 aastat. Mida



väiksem sügavus, seda suurem on andmete varieeruvus. Sügavusel 0,8 m on usaldatava keskmise määramine reaalselt võimalik vaid 5% vea juures.

Kogu kütteperioodi ja sügis-talvise kütteperioodi õhu ja pinnase temperatuurisummade statistilised karakteristikud Võru kohta on toodud tabelis 2.

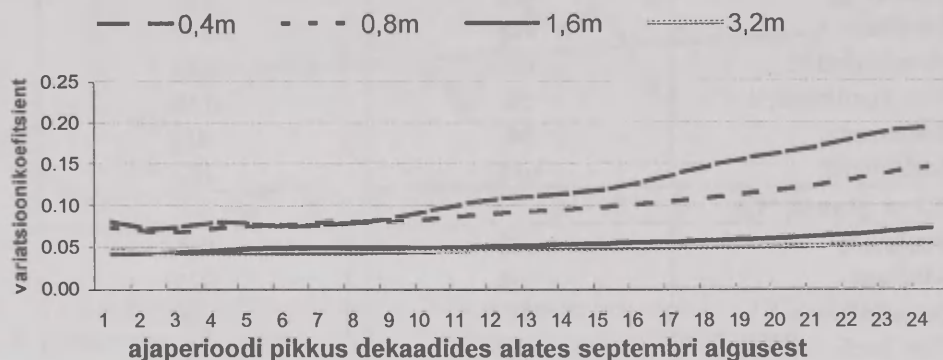
**Tabel 2.** Kütteperioodi temperatuurisummade statistilised karakteristikud Võrus 1977–2002.

**Table 2.** Statistical characteristics of temperature sums in September–December and September–April 1977–2002 in Võru.

	September–detsember	September–aprill
<b>Õhk, °C</b>		
Keskmine	402	245
Mediaan	418	332
Standardhälve	145	363
Var. koefitsient, %	36	148
Miinumum	96	-411
Maksimum	678	763
<b>0,4 m pinnas, °C</b>		
Keskmine	808	920
Mediaan	798	925
Standardhälve	87	1784
Var. koefitsient %	11	19
Miinumum	578	545
Maksimum	957	1204
<b>0,8 m pinnas, °C</b>		
Keskmine	951	1142
Mediaan	950	1163
Standardhälve	87	167
Var. koefitsient %	9	15
Miinumum	735	799
Maksimum	1150	1447
<b>1,6 m pinnas, °C</b>		
Keskmine	1097	1484
Mediaan	1104	1491
Standardhälve	57	109
Var. koefitsient, %	5	7
Miinumum	975	1279
Maksimum	1187	1664
<b>3,2 m pinnas, °C</b>		
Keskmine	1099	1823
Mediaan	1095	1803
Standardhälve	51	100
Var. koefitsient, %	5	6
Miinumum	1019	1700
Maksimum	1207	2062

## 5. Empiiriliste tagatusnomogrammide meetod. Pinnase temperatuurisummade võimalikud väärtused

Praktikas ei piisa tihti keskmiste ja muutlikkuse hinnangutest. Selleks et ülevaatlilikult esitada mingi ajaperioodi võimalikke meteoroloogilisi ressursse, on töodes (Tammets, 1983; 1999) esitatud meetod mitmete meteoelementide (summaarse kiirguse, sademete, efektiivse temperatuuri) summade tagatuse määramiseks empiiriliste tagatusnomogrammide abil. Selliste tagatus- ehk empiirilise jaotuse nomogrammide eesmärgiks on kirjeldada meteoroloogilise elemendi võimalike summade tagatust järjest pikenevatel ajaperioodidel. Nomogrammilt võib leida tõenäosuse selleks, et antud meteoroloogilise ressursi väärtus on ajaperioodil  $i$  vähemalt  $x_i$ . Abstsissiteljele kantakse järjest pikenev (kumulatiivne) dekaadide vahemik, ordinaatteljele tõenäosus (joon. 6–7).



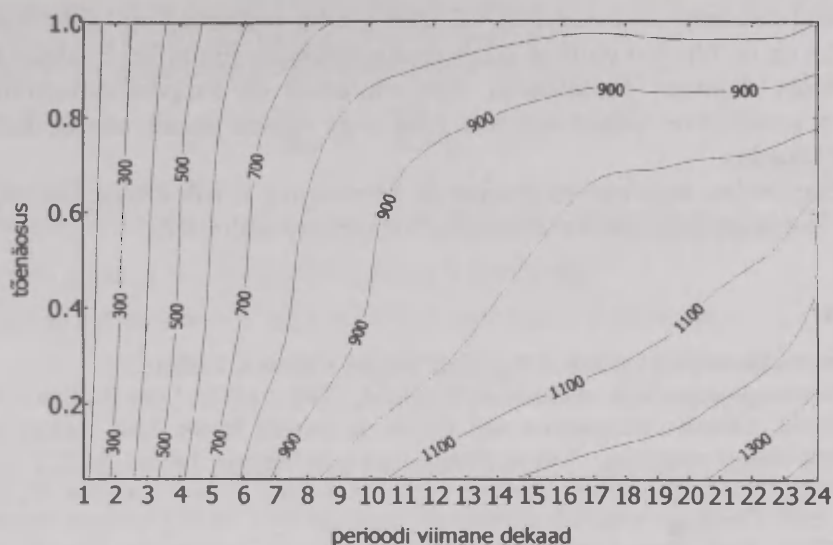
Joon. 5. Pinnase temperatuurisummade variatsioonikoefitsiendi sõltuvus perioodi pikkusest Võru jaama andmetel.

Fig. 5. Variation coefficients of soil temperature for periods covering 1<sup>th</sup>, 1–2, 2–3, ..., 23–24 decade from 1 September in Võru.

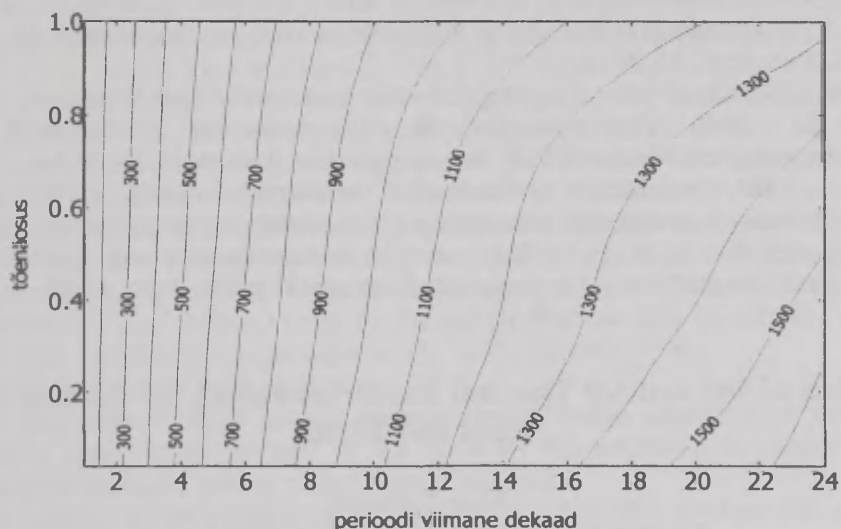
Empiiriline tagatusnomogramm on sisuliselt kolmemõõtmeline graafik, kus kindlate vahemike järel esitatud jooned vastavad meteoroloogilise elemendi summadele  $x_i$ , mille esinemise tõenäosus ajaperioodi  $i$  möödudes on  $P(x_i)$ . Nomogrammile kantud andmete minimaalne ordinaadi väärtus ehk minimaalne tõenäosus  $P_{min} = 1/N$ , kus  $N$  on aegrea pikkus. Mida pikem on aegrida, seda vähem erineb minimaalne ordinaattelje väärtus nullist ja seda väiksem on meteoroloogilise elemendi maksimaalse väärtuse esinemise tõenäosus. Maksimaalne tõenäosuse väärtus 100% on vastav esitatud meteoroloogilise elemendi summade aegrea minimaalsele väärtusele (mis tähendab, et kõikidel juhtudel on tagatud vähemalt elemendi minimaalne väärtus). Tagatusnomogrammil esitatud andmete täpsust saab hinnata joonisel 5 esitatud pinnase temperatuurisummade standardhälbe väärtuse järgi antud ajaperioodi jaoks.

Võrreldes 1,6 ja 0,8 m sügavusel pinnasetemperatuuride tõenäosusi (joon. 6–7) võib järeldada, et 800–900°C temperatuurisummade tõenäosuste väärtus suureneb vähe perioodi pikkuse kasvuga kevadel. 1300°Cste temperatuurisummade tõenäosus 0,8 m sügavusel on aprilli lõpuks kuni 0,22, samas on sellised summad 1,6 m sügavusel tagatud tõenäosusega 0,95. Detsembri lõpuks on 1,6 m sügavusel võimalike temperatuurisummade varieeruvus väiksem – umbes 1000–1200°C piires, 0,8 m puhul

aga ulatub vahemikku 800–1100°C. Kui 0,8 m sügavusel on 100%liselt tagatud 800°C temperatuurisumma, siis poole sügavamal on see poole suurem – 1280°C.



**Joon. 6.** 0,8 m sügavuse pinnase temperatuurisummade tagatusnomogramm Võrus (°C).  
**Fig. 6.** Empirical distribution nomogram of soil temperature resources on the depth of 0,8 m in Võru.



**Joon. 7.** 1,6 m sügavuse pinnase temperatuurisummade tagatusnomogramm Võrus (°C).  
**Fig. 7.** Empirical distribution nomogram of soil temperature resources on the depth of 1,6 m in Võru.

## 6. Kokkuvõte

1. Eesti meteoroloogiajaamade õhu- ja pinnasetemperatuuride aegread võivad olla piirkonna soojusressursside hinnangu aluseks kütteperioodil.



2. 1961–2002. a õhu ja 1977–2002. a septembri–aprillikuu pinnase temperatuurisummade trendid on positiivsed, seda valdavalt kevad-talviste ja kevadiste temperatuurisummade arvel.

3. Mida suurem on dekaadide vahemik alates septembrikuu esimesest dekaadist, seda suurem on nii õhu kui pinnase temperatuurisummade muutlikkus aastast aastasse.

4. Mida sügavam pinnasekiht, seda suuremad on temperatuurisummad ja seda väiksem on muutlikkus aastast aastasse ning seda vähem tõuseb standardhälbe väärtus perioodi pikenedes.

5. Empiiriliste tagatusnomogrammide kasutamine annab olulist lisainformatsiooni võimalike temperatuurisummade esinemise tõenäosuse leidmiseks.

## **Kirjandus**

- Eesti NSV agrokliimaatiline teatmik, 1962, Eesti Riiklik kirjastus, Tallinn.
- Hüdrometeoroloogiajaamade ja vaatluspostide juhend, 1989. 2.köide, I osa. Tallinn.
- Jaagus J., 1998. Climatic fluctuations and trends in Estonia in the 20th century and possible climate change scenarios. *Climate change studies in Estonia*. Tallinn, 7-12.
- Jaagus J., 1999. Uusi andmeid Eesti kliimast. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 28-38.
- Karing, P., 1992. Õhutemperatuur Eestis. Valgus, Tallinn.
- Kivi, K., 2001. Soil climate. Country case study on climate change impact and adaption assesments in the Republic of Estonia. (Eds. A. Tarand, T. Kallaste). Stockholm Environment Institute – Tallinn. Tallinn, 45-48.
- Kivi, R., 1990. Õhu- ja maapinna temperatuur. Tartu kliima ja selle muutumine viimastel kümnenditel. Tartu, 109-136.
- Kull, A., 1999. Eesti tuulekliima. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 86-93.
- Russak V., 1999. Muutustest kliimaelementide aegridades varakevadises Eestis. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 52-60.
- Šulgin, A.M., 1967. *Klimat počvy i jego regulirovaniye*. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Tammets, T., 1999. Vegetatsiooniperioodi kliimaressursside hindamisest empiiriliste tagatusnomogrammide alusel. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 41-51.
- Tammets, T., 1983. Opredelenije obespečennosti summarnoj radiaciej sel'skhozjajstvennyh kul'tur v raznyje otrezki vegetatsionnogo perioda. *Meteorologija i gidrologija*, 3, 114-116.
- Tomson, T., 2000. Tuule ja päikese energia kasutamise võimalused Eestis. Taastuvate energiaallikate uurimine ja kasutamine. I konverentsi kogumik. Tartu, 21-25.

## **Evaluation of Soil and Air Thermal Resources during the Heating Period in Võru and Tartu**

Tiina Tammets

*Estonian Meteorological and Hydrological Institute*

## **Summary**

For using the regenerative resources of energy it is necessary to study also the energy resources of the climate. Besides wind and sun energy it is important to calculate and analyse the possible sums of air and soil temperatures during the heating period. Many researchers study the air temperature regime and its changes in Estonia in the recent years. The soil temperature regime is studied mostly for agricultural purposes.

The aim of the paper is to calculate and analyse the air and soil temperature totals and variability in Võru and Tartu in various time periods from the beginning of September up to the end of April. A decade (10 days) has been adopted as the time unit. For this purpose, the soil temperature time series from Võru in 1977–2002 and Tartu in 1977–1996; and the air temperature series from Võru in 1961–2002 and Tartu in 1961–1996 are used.

The sums of air temperature were counted according to the formula

$$\sum T_{\bar{O}} = \sum_{i=1}^n T_{\bar{O}_i} \cdot k_i,$$

where  $n$  is the number of the decades from the first decade of September,  $T_{\bar{O}_i}$  – the mean air temperature of the decade  $i$ ,  $k_i$  – the number of days in the decade.

The sums of soil temperature were calculated according to the formula

$$\sum T_s = \sum_{i=1}^n T_{s_i} \cdot k_i,$$

where  $n$  is the number of the decade from the first decade of September,  $T_{s_i}$  – the mean soil temperature at the depth of  $s$  of the decade  $i$ ,  $k_i$  – the number of days in the decade  $i$ .

The total sums of the air temperature during the whole heating period increase in 1961–2002, evidently, being caused by the winter–spring and spring rise in temperature (Fig. 1). The variability of the air temperature sums increases with the adding of decades. At the end of April, the standard deviation of the sums is 5–8 times greater than the mean of the sums. The air temperature sums are greater in Võru than in Tartu, the differences arise in spring (Fig. 2). The standard deviations of the air temperature sums in Võru and Tartu have almost no differences.

The total sums of soil temperature of the whole heating period and in September–December in depth of 0,4, 0,8, 1,6 and 3,8 m increased in Võru in 1977–2002 (Fig. 3–4). The soil temperature sums for the whole heating period increase with the depth of the soil. With the increasing of the time period the variability of soil temperature sums also increases. At the depth of 3,2 m the mean sum of soil temperatures for the whole heating period is about 1800°C in Võru and 1660°C in Tartu (Table 1). The variability of these sums for the whole period is about 4–7%, and at the depth of 0,8 m about 19% (Fig. 5). The mean soil temperature sums for whole heating period 1977–1996 at different depth of the soil in Võru and Tartu is estimated in Table 1. Statistical characteristics of the air and soil temperature sums in Võru in 1977–2002 are estimated in Table 2.

The probabilities of different limits for the soil temperature sums for different periods are estimated on empirical distribution nomograms (Fig. 6–7) (Tammets, 1999).

The main conclusions are the following.

1. The time series of the air and soil temperatures at Estonian meteorological stations in the heating period could be used as the basis for the estimation of necessary thermal resources during the heating period at these locations.
2. The trends in air temperature sums in September–April 1961–2002 and soil temperature in September–April 1977–2002 are rising, which is mainly caused by increase in the temperature in winter–spring and spring.
3. The variability of temperature sums between different years increases with the number of decades in the time period.
4. The sums of soil temperature increase and the variability of these sums between different years decreases with the depth of soil.
5. Using of empirical distribution nomograms allows the estimating of possible soil temperature sums and their probability in different times of the heating period.

## Kas Eesti talved on ennustatavad?

Marko Kaasik

*Tartu Ülikooli Keskkonnanäilisika Instituut*

### 1. Sissejuhatus

Maa atmosfääris toimuvate protsesside maksimaalne ajaskaala on suurusjärgus 10 ööpäeva. Selle ajaga “unustab” atmosfäär oma esialgse seisundi. Pikemaajaliste ilmaprognostide põhjused on väljaspool atmosfääri. Suurim põhjus on Maa telje asendist tingitud aastane päikesekiirguse muutlikkus. See on ka ainuke hästi teadaolev pikaajaliste ilmaprognostide põhjus. Eesti rahval on kombeks öelda, et aastad ei ole vennad. Selles lauses on kokku võetud tõsiasi, et sama aastaaja ilm varieerub suuresti aastate lõikes.

Arvestades atmosfääri “mälu”, on loomulik nimetada pikaajaliseks ilmaprognostiks niisugust, mis antakse pikema aja peale kui 10–15 ööpäeva. Sellest suhteliselt hõlpsast piirist lühemate ja pikemate prognooside meetodika on põhimõtteliselt erinev. Lühiajaliste (kuni 3 ööpäeva) ja keskmise kestusega (kuni 10, mõnel juhul kuni 15 ööpäeva) prognooside koostamise alus tänapäeval on atmosfääri dünaamikast lähtuv numbriline arvutus. Ilmaennustuse täpsus on kasvanud koos elektronarvutite võimsuse kasvuga ja olnud sealjuures üheks ülivõimsate arvutite konstrueerimise stiimuliks elektroonikaajastu algusest peale. Kuigi tänapäeva mudelid võtavad arvesse palju dünaamikaväliseid protsesse (päikesekiirguse muutlikkus, soojus- ja niiskusvood ning pinnahõõre eri aluspindadel), antakse need ette kas klimatoloogiliste keskmiste või jämedate empiiriliste seostena vastavalt meie teadmiste tasemele ja arvutiressursile.

Alates 6–7. ennustuspäevast hakkab numbrilise ilmaprognostiga viga kiiresti suurenema ja muudab selle hiljemalt 15. päevaks täiesti kasutuks. Pikemaajaliste ilmaprognostide ettenägemiseks kasutatakse peamiselt statistilisi meetodeid. Järgnevate dekaadide, kuude või aastate ilmas on täheldatud teatavaid (kahjuks küll enamasti nõrku) seoseid eelnevatel dekaadidel, kuudel või aastatel valitsenud ilmaga. Neid seoseid saab kasutada seega ilma prognoosimiseks. Siiani jääb pikaajalise ilmaprognostiga täituvus kaugele allapoole lühiajalise ja keskmise kestusega prognoosile iseloomulikku taset. Näiteks kolmeks kuuks tehtud prognoosi puhul erinevad kuukeskmised prognoositud näitajad palju rohkem tegelikest kui ööpäeva keskmised näitajad kolmeks ööpäevaks tehtud prognoosi korral. Kestuse ja meetodika järgi saab pikaajalised prognoosid jagada omakorda kaheks: sesoonseid ja ülipikaajalised prognoosid.

Sesoonne (kestusega mõni kuu) prognoosi põhimeetodiks on siiani analoogaastate meetod. Meteoroloogiliste vaatluste aegreast otsitakse aastaid, mille seniste kuude ilmastik on olnud sarnane antud aastale ning tehakse selle alusel järeldusi eelseisvate kuude ilma kohta. Sarnasuse kriteeriumide valik on paratamatult subjektiivne. Prognoosi täpsuse määrab see, kui hästi analoogiad kajastavad tegelikke ilma kujundavaid (suuremas osas tundmatuid) protsesse. Kuna sesoonset ilma igas Maa punktis mõjutavad tõenäoliselt protsessid üle kogu planeedi (atmosfäär kannab mõjud edasi sellesama 10–15 päeva jooksul, ainult poolkerade vaheline ülekanne on aeglasem), siis võib oodata, et



terve planeedi või poolkera andmete põhjal tehtud statistiline prognoos on täpsem kui ühe mõõtepunkti (või väikese ala nagu Eesti) andmetele tuginev. Dünaamiline põhjendus seisneb selles, et konkreetsetes kohas võivad eri ilmapuustriid (mis üldjuhul tähendavad ka erinevat ajalist järgnevat), anda üsna sarnase ilma.

Alates 20. sajandi algupoolest on pikaajalise ilmaprognostsi eesmärgil tehtud palju tööd suuremastaabiliste ilmapuustrite klassifitseerimisel (ülevaade vt Sepp, 2000), kuid tõelist läbimurret prognoosi kvaliteedis ei ole saavutatud. Arvutiajastul osutub suhteliselt lihtsaks analoogaastate põhjal leida regressioon põhjapoolkera rõhuväljade jaoks järgnevatel kuudel (Röder, 2002). Õhurõhk on atmosfääri dünaamikas keskne suurus, mis põhjustab õhumasside liikumist ja seega ilma “transporti”, sobides hästi ilmaprognostsi algmaterjaliks. Konkreetse koha ilma prognoosimisel rõhuvälja järgi lisandub paraku regressiooni veale interpreteerimise viga: pikema ajavahemiku keskmine rõhuväli võib kujuneda mitmel erineval moel, mis võib tähendada üsna erinevat ilma. Taas sõltub prognoosi tulemuslikkus suures osas subjektiivsest kogemusest.

Ülipikaajaliseks ilmaprognostsiks tavatsetakse nimetada katseid ennustada ilma järgnevateks aastateks. Enamik taolisi katseid põhineb tähelepanekul, et aastate lõikes esineb ilmastiku (kvaasi)perioodilisi muutusi. Statistilise analüüsiga on välja toodud mitmeid oletatavaid perioode, kuid probleeme tekitavad protsessi ebastatsionaarsus ja suur mitteperioodiline hajuvus. Täpsete vaatluste aegread on liiga lühikesed võimsate statistiliste meetodite (harmonikute analüüs) rakendamiseks. Samas ei ole kindel, et pikem aegrida võimaldaks saada paremaid tulemusi. Sadade ja tuhandete aastate jooksul toimuvad kliimamuutused võivad muuta ilmastikku kujundavaid protsesse nii, et varasemate aegade põhjal tehtud statistilised järeldused enam ei kehti. Matemaatilise statistika terminites öeldes ei ole protsess ergoodiline, st. statistika üle ajavahemiku ei vasta statistikale üle ansambli, ansambliit (ilmastiku kõiki võimalikke seisundeid antud ajahetkel) aga kusagilt võtta ei ole.

Enim tuntud ilmastiku muutumise perioodi (umbes 11 aastat) on püütud seostada päikese aktiivsuse tsükliga. Kuigi seos on statistiliselt väga tõenäoline, ei ole midagi kindlat teada selle füüsikalise mehhanismi kohta. Ka katsed päikese aktiivsuse tsüklite järgi ilma prognoosida ei ole andnud häid tulemusi, sest tsüklite enda periood ja amplituud on muutlikud (Sepp, 2000).

Arenev pikaajalise ilmaprognostsi meetod on üldise tsirkulatsiooni modelleerimine. Sisuliselt on tegemist numbrilise ilmaennustusega, milles rõhk on asetatud (olemasolevaid arvutiressursse arvestades) kõrge ruumilise ja ajalise lahutuse asemel atmosfääri energiavahetusele teiste keskkondadega. Neist dünaamilisim on maailmameri, mille seostest atmosfääriga loodetakse leida pikaajalise ilmastiku mehhanisme. Üldise tsirkulatsiooni mudelid ei ole siiani näidanud selgeid eeliseid ilma ennustamisel, küll aga on leidnud laialdast kasutamist tuntud mõjurite (näiteks CO<sub>2</sub> hulga suurenemine atmosfääris) toime väljaselgitamisel atmosfääri tsirkulatsioonile ja sellest johtuvalt ilmastikule.

Järgnevalt analüüsitakse Eesti külma aastaaja seoseid eelnevate kuude ja aastate temperatuuridega. Meie kliimas on talv kõige muutlikuma ilmaga aastaag nii eri aastate lõikes kui ka harilikult konkreetse talve jooksul. Talv mõjutab enim aasta keskmise temperatuuri kujunemist. Ka viimase 15 aasta arvatav kliima soojenemine on toimunud peamiselt talvede arvelt (Kivi, 2001).

## 2. Kiimatoloogilise talve algus ja lõpp

Klimatoloogiliseks talveks loetakse siin ajavahemikku, mis jääb püsiva lumikatte tekke ja lumikatte kevadise sulamise alguse vahele, teisisõnu suhteliselt püsivate külmade perioodi. Kui püsiva lumikatte tekkele eelneb külmaperiood, loetakse ka see talve hulka. Pehmetel talvedel, mil püsivat lumikattet (vähemalt 30 ööpäeva) ei tekigi, on talveks loetud pikim lumikatte ja külmaga ajavahemik (üksikasjalikum määratlus vt Jaagus, 2001).

Meteoroloogiliste vaatluste andmed võimaldavad määrata talve algust ja lõppu Tartus alates 1892. aastast. Talve alguse ja lõpu kuupäevad koos 11 aasta libiseva keskmisega on toodud joonisel 1. Suurte aastast aastasse erinevuste taustal on siiski märgata, et need kaks kõverat lähenevad teineteisele, mis tähendab talve lühenemist. Jooniselt 2 näeme, et lineaarse trendi eeldusel on talv viimase 100 aasta jooksul lühenenud umbes 25 päeva võrra.



**Joon. 1.** Talve alguse ja lõpu kuupäevad Tartus (Jaagus, 2001). Jäme joon – 11 aasta libisev keskmine.

**Fig. 1.** Beginning and end dates of winter in Tartu. Bold line – 11-year moving mean (Jaagus, 2001).

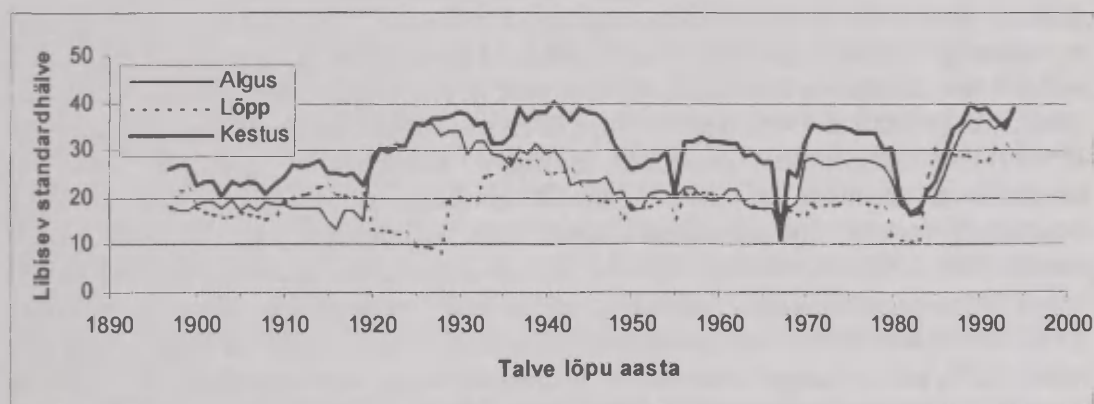
Lisaks juba üldtuntud kliima soojenemise tendentsile nähtub jooniselt 1 aga veel muudki. Näib, et nii talve alguse kui ka lõpu muutlikkus on viimase sajandi jooksul kasvanud. Suuruse statistilist varieeruvust mõõdetakse standardhälbega. Klimatoloogilise aegrea korral on kõige täpsem võimalus standardhälbe muutumise jälgimiseks arvutada libisev standardhälve (analoogiliselt libisevale keskmisele). Jooniselt 3 on näha, et aastatel 1895–1920 olid talved väga püsivad: nii talve alguse kui ka lõpu 11 aasta libisev standardhälve püsis 20 päeva läheduses, sellest lähtuvalt oli väike ka talve kestuse standardhälve. Aastatel 1920–1930 kasvas järsult talve alguse varieeruvus, 1930–1940 ka talve lõpu varieeruvus. Muutusi võib seostada kolmekümnendate aastate sooja- ja neljakümnendate külmalainega. Järgnes “rahunemine”: aastatel 1950–1970 olid talved peaaegu sama stabiilsed kui eelnenud sajandivahetusel. Üksikud “väljalöögid” on tingitud vähesest statistikast, kuid pikem tsükkel standardhälbe arvutamisel oleks liiga

pikk muutlikkuse ajalise käigu jälgimiseks (sissejuhatuses mainitud ergoodilisuse probleem). Seitsmekümnendatel on talved muutunud taas ebastabiilsemaks. Kaheksakümnendate aastate lõpust alates on nii talve alguse kui ka lõpu varieeruvus tõusnud instrumentaalvaatluste ajaloos enneolematule tasemele. Talve pikkuse standardhälve on umbes samal tasemel kolmekümnendate–neljakümnendate aastatega. See viitab asjaolule, et talve algus ja lõpp varieeruvad sünkroonsemalt kui varem.



Joon. 2. Talve pikkus aastatel 1892–1999 Tartus. Jäme joon – 11 aasta libisev keskmine ja lineaarne trend.

Fig. 2. Duration of winter in Tartu during 1892–1999. Bold line – 11-year moving average and linear trend.



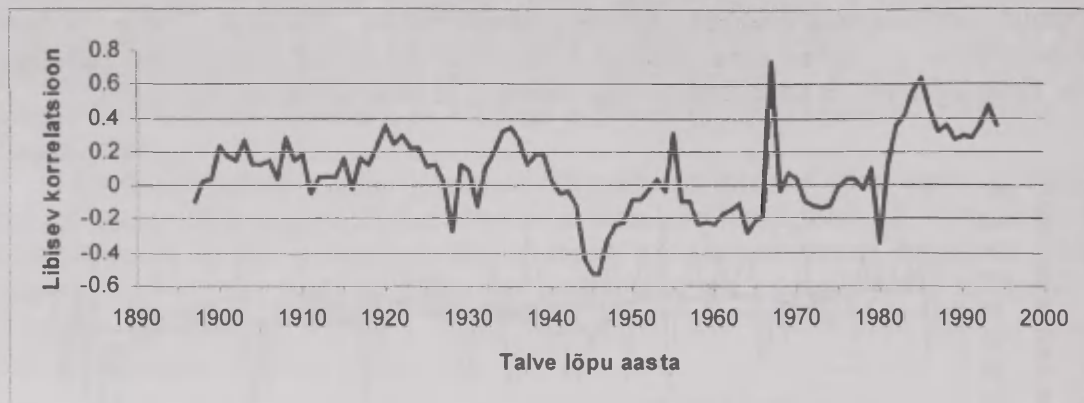
Joon. 3. Talve alguse, lõpu ja kestuse 11 aasta libisevad keskmised standardhälbed Tartus (ööpäevades).

Fig. 3. 11-year moving mean standard deviations of the beginning (continuous line), the end (dashed line) and duration (bold line) of winter in Tartu (in days).

Tõepoolest, jooniselt 1 paistab, et alates umbes 1980. aastast alates on talve algus ja lõpp suurel määral “samas faasis”, st talvel tervikuna on kalduvus nihkuda. Kahe suuruse (antud juhul talve alguse ja lõpu kuupäevade) sünkroonsust saab mõõta



korrelatsioonikoefitsiendiga. Analoogselt libiseva keskmise ja libiseva standardhälbega on arvatatud talve lõpu ja alguse kuupäevade libisev korrelatsioonikoefitsient (joonis 4).



**Joon. 4.** Talve alguse ja lõpu vaheline 11 aasta libisev korrelatsioonikoefitsient.

**Fig. 4.** 11-year moving correlation coefficient between the start and the end of winter.

Ka siin esineb muutusi, mida võib pidada süstemaatiliseks. Kuni 1920. aastani püsib nõrk positiivne (statistiliselt mitteusaldusväärne) korrelatsioon, mis on seostatav stabiilsete talvedega. Järgnev käik annab sarnaselt standardhälbega tunnistust suurenevast muutlikkusest. Neljakümnendate aastate negatiivsed korrelatsioonid tulenevad kolmekümnendate aastate soojale perioodile järgnenud kiirest külmenemisest: talved muutusid pikemaks, talve algus nihkus varasemale ja lõpp hilisemale ajale. Aastatel 1950–1980 on korrelatsioon vaatamata mõnedele “väljalöökidele” nulli lähedal, mis tähendab vähemalt lineaarse seose puudumist talve alguse ja lõpu kuupäevade vahel. Alates 1980. aastast on korrelatsioon muutunud järsult positiivseks: ajavahemiku 1980–1990 jaoks (keskaasta 1985) isegi +0,64, mis on statistiliselt usaldusväärne usaldusnivool 95%. Talve lühenemine iseenesest niisugust käitumist ei põhjusta. Positiivne korrelatsioon tähendab, et talved nihkuvad tervikuna, st vara alanud talv ka lõpeb tõenäoliselt vara ja hilja alanud talv lõpeb hilja. Järjestikuste väga lühikeste talvede korral (1989–1993) on muidugi võimalus selleks suurem, sest küllaltki tinglikult talveks loetud külmaperioodid sattub juhuslikult eri aastatel eri aegadele. Kogu ajavahemiku (1892–1999) kokkuvõttes on korrelatsioonikoefitsient talve alguse ja lõpu kuupäevade vahel +0,06, mis on kaugel statistilisest usaldusväärsest. Ajavahemikul 1977–1999 on see +0,28, mis on tunduvalt suurem, kuid samuti ei ole statistiliselt usaldusväärne. Korrelatsioon eelnenud ajal (1892–1976) on aga 0,00. Seega tuleneb arvatav nõrk seos just 20. sajandi viimasest veerandist.

Kuigi valdav enamik selles peatükis käsitletud seostest ei ole tavaks kujunenud kriteeriumide põhjal statistiliselt usaldusväärsed, viivad need mõttele, et lisaks soojenemise tendentsile muutub Eesti kliima ebastabiilsemaks. Tõenäoliselt ei võimalda meie olemasolev andmestik statistiliste meetoditega kindlaid tulemusi saavutada. Muutlikkuse suurenemine võib aga suures osas olla põhjustatud meetoodika (klimatoloogilise talve määratlus) ebakindlusest lüheneva talve jaoks.

Järgnevalt eemaldume klimatoloogiliste aastaaegade paradigmast ja käsitleme keskmisi temperatuure, mille määratlus ei ähmasu kliima muutudes. Keskendume viimasele neljale aastakümnele, mille jooksul on aset leidnud suurem osa arvatavast soojenemisest.

### 3. Külma aastaaja temperatuuride muutused viimastel aastakümnetel

Traditsiooni põhjal on külmaks aastaajaks loetud ajavahemik novembri algusest kuni märtsi lõpuni. Selle aja jooksul on paljuaastase keskmisena temperatuur valdavalt alla nulli ja peaaegu kõigil aastatel mahub ka klimatoloogiline talv sellesse ajavahemikku.

Ka külma aastaaja keskmises temperatuuris on märgata soojenemistrendi, mis Tartu meteojaama andmetel lineaarses lähenduses moodustab ajavahemikul 1961–1996 ligi 2 kraadi ehk umbes 0,055 kraadi aastas. Sellest veelgi enam torkavad aga silma perioodilised muutused. Kuna vaadeldav ajavahemik ei ole kaugeltki nii pikk, et saaks läbi viia statistiliselt korrektset harmoonikute analüüsi (Fourier' teisendus vms), on järgnev regressioon tehtud katse-eksituse meetodil vastavalt visuaalsele sobivusele ja püüdes minimiseerida regressioonijäägi (regressioonivõrrandi alusel arvutatud ja tegeliku temperatuuri vahe) standardhälvet.

Nii saadi regressioonivõrrand külma aastaaja keskmise temperatuuri  $T$  jaoks

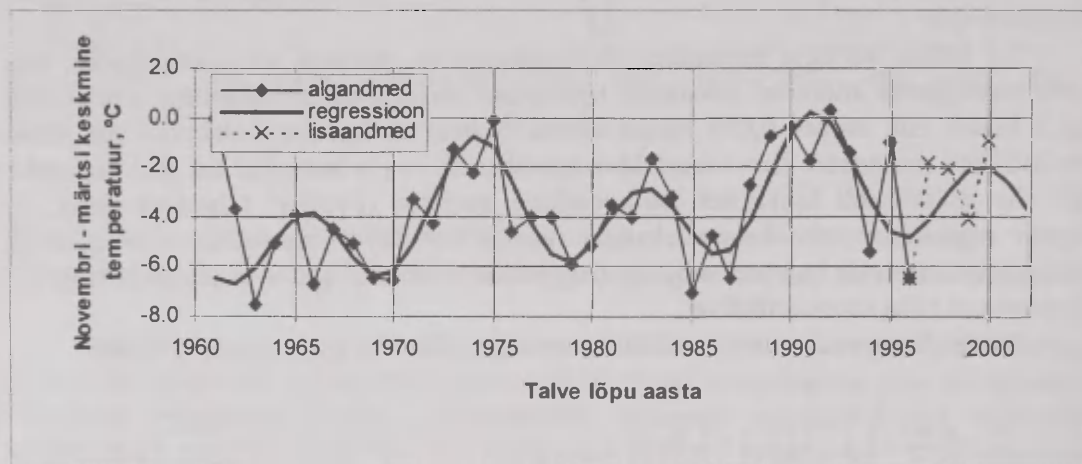
$$T = 0,0553A - 113,2 + 1,3 \sin\left(\pi \frac{A - 1970}{8,5}\right) + 2,0 \sin\left(\pi \frac{A - 1980,5}{4,25}\right),$$

kus  $A$  on talve lõpu aastanumber. Niisiis on regressioonivõrrandis nimetatud trend ja kaks harmoonikut. Kummatigi ei vasta kummagi perioodilise komponendi periood (kahekordne siinusealuse murru nimetaja) päikese aktiivsuse ligikaudu 11aastasele tsüklile, mida sageli seostatakse ilmastiku mitmeaastase muutlikkusega. Teise siinusliikme periood on sellest tervelt 2,5 aastat lühem, esimese oma aga palju pikem. Samas on teada, et päikese aktiivsuses vahelduvad reeglina üle ühe suurema ja väiksema amplituudiga tsüklid. Sama efekti annab kahe siinusliikme koostoime. Võib-olla on vaadeldav ajavahemik liiga lühike tõelise keskmise perioodi "tabamiseks", kuid pikem vaatlusrida kätkeks endas uusi ebamäärasusi seoses vaatluskohtade ja -meetodite (sealhulgas vaatluskordade arv ööpäevas) muutumisega, aga ka pikemate perioodiliste muutuste mõjuga.

Tegelikud ja regressioonil saadud keskmised külma aastaaja temperatuurid on toodud joonisel 5. Lisaandmed on andmed Võru vaatlusjaamast peale 1996. aastat (seoses Tartu Ülenurme vaatlusjaama üleminekuga Lennuameti alluvusse ja vaatlusmetoodika muutumisega ei ole hilisemad andmed sealt kättesaadavad), mida ei ole kasutatud regressioonis, kuid millega saab võrrelda regressiooni põhjal ennustatud temperatuure.

Näeme, et vaatamata selge perioodilise komponendi olemasolule aegreas on regressioonijäägi hajuvus aastast aastasse suur (joonis 6): kui algsete temperatuuride standardhälve üle vaatlusrea on 2,3°C, siis regressioonijäägi puhul on see 1,8°C ehk vaid napilt veerandi võrra väiksem. Kui aga võtta regressioonijäägist kolme aasta libisev

keskmise, on selle standardhälve vaid  $0,5^{\circ}\text{C}$ , mis on esialgsest üle nelja korra väiksem. Seega ei võimalda regressioonivalem kuigi hästi ennustada järgneva talve temperatuuri, küll aga üldist tendentsi mõne järgneva aasta vältel, arvestades, et regressioonikõvera amplituud on umbes 5 kraadi “suure” ja 3 kraadi “väikese” tsükli puhul. Nagu näeme, mahuvad ka neli lisa-aastat hästi eelneva varieeruvuse sisse. Kõnealuse ülesande täpsuse juures ei ole Tartu ja Võru külma aastaaja temperatuuride erinevused olulised: korrelatsioonikoefitsient nende vahel on 0,99, süstemaatiline nihe vaid  $0,2^{\circ}\text{C}$  (veidi üllatuslikult on Võru temperatuurid natuke kõrgemad) ja regressioonikordaja Tartu temperatuuride arvutamisel Võru omade järgi 1,02.



**Joon. 5.** Külma aastaaja (november–märts) keskmine õhutemperatuur aastate lõikes ja selle perioodiline regressioon Tartu meteojaama andmetel. Lisaandmeid (Võru) ei ole kasutatud regressiooni arvutamisel.

**Fig. 5.** Time series of mean air temperature during the cold season (November – March) in Tartu (continuous line) and its periodical regression (bold line). Additional data (from Võru) are not used in calculation of regression.

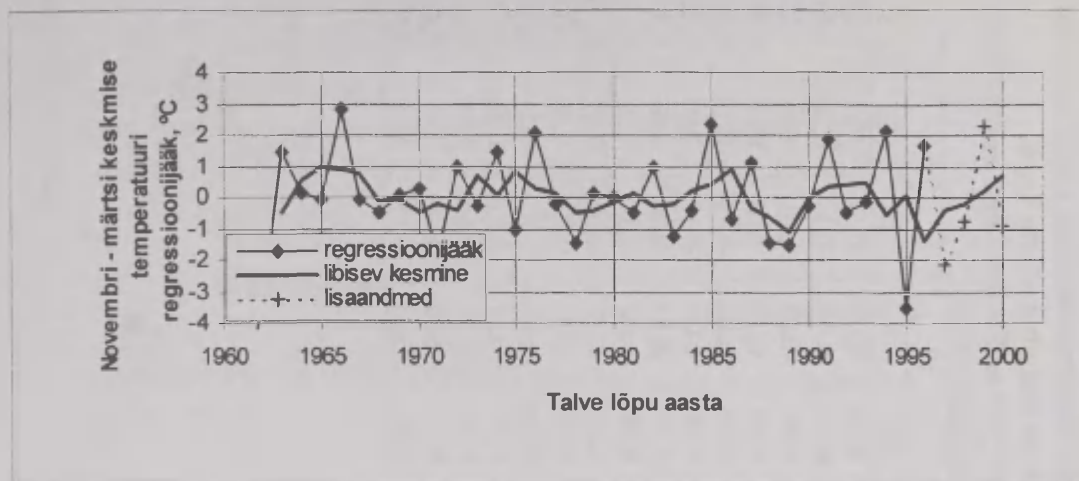
Niisiis võimaldab ilmastiku perioodilisus ette aimata mõne järgneva aasta talvede keskmist iseloomu. Palju pikema ajavahemiku korral ei püsi nii lühikese aja järgi tehtud regressiooni perioodiline komponent tõenäoliselt enam õiges faasis ja ennustusvõime kaob. Regressioonivalemit saab aga pidevalt uute andmetega sobitada, säilitades ennustusvõime umbes lähemaks viieks aastaks. Järgnevalt talvetemperatuuride sesoonse prognoosimise meetoditest ja võimalustest.

#### 4. Talvetemperatuuride seos eelnevate kuude temperatuuridega

Sesoonse ilmaprognoosi traditsiooniliseks meetodiks on analoogaastate meetod. Analooge saab valida objektiivsete kriteeriumide (korrelatsioon, hälvete vähimruudud jms) alusel, kuid meetodi nõrgim koht on analoogia moodustamise ajavahemikule järgneva ilmastiku suur hajuvus aastate lõikes. Kui suhteliselt väheste leitud aastate järgnevate kuude ilmad on väga erinevad, on väga raske anda prognoosi jooksva aasta



järgmisteks kuudeks. Analoogaastate juurdetoomine sarnasuskriteeriumide muutmise teel annab prognoosile suurema statistilise baasi kuid nõrgendab analoogiat. Arutlust jätkates tekib mõte kasutada prognoosis mingil viisil kogu olemasolevat andmestikku, mitte ainult väikest osa sellest, mille moodustavad prognoositava aasta analoogid.



**Joon. 6.** Külma aastaaja (november–märts) keskmise õhutemperatuuri regressioonijääk aastate lõikes ja selle 3 aasta libisev keskmine Tartu meteojaama andmetel. Lisaandmeid (Võru) ei ole kasutatud regressiooni arvutamisel.

**Fig. 6.** Time series of regression residuals of mean air temperature during the cold season (November – March) in Tartu (continuous line) and its 3-year moving mean (bold line). Additional data (from Võru) are not used in calculation of regression.

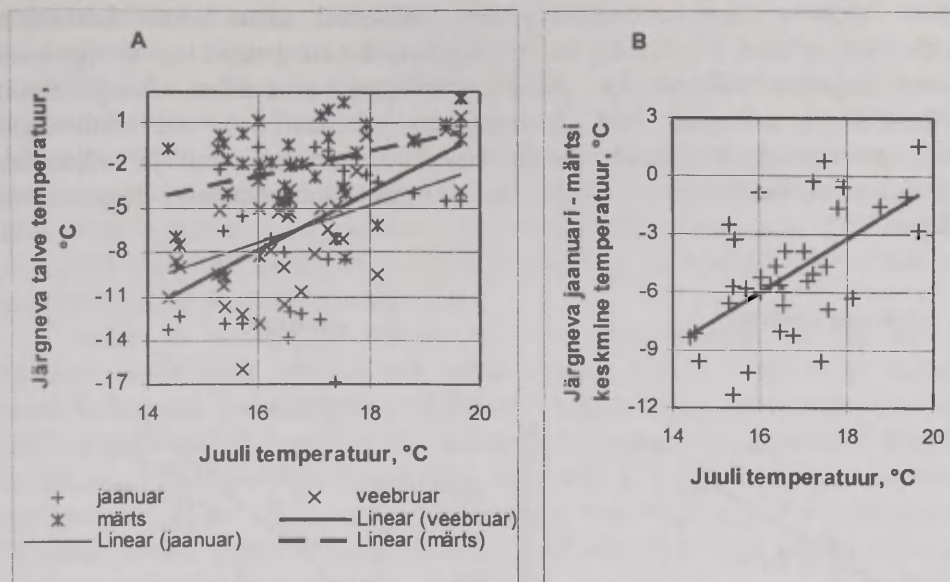
Meetodiks, mis võimaldab ära kasutada kõik olemasolevad andmed, on regressioon. Et välja selgitada, kui tugevad on seosed aasta eri kuude temperatuuride vahel, on arvutatud esmalt korrelatsioonimaatriks aasta kõigi kuude vahel, lisaks järgneva aasta kolm esimest kuud (tabel 1). Algandmetena on kasutatud kuukeskmisi temperatuure Tartus aastatel 1960–1995. Korrelatsioonide statistiline usaldusväärsus sõltub korrelatsiooni tugevusest ja valimi suurusest (antud juhul 36 juhtu, st aastat). 95% usaldusnivool statistiliselt usaldusväärsed korrelatsioonid on tabelis 1 poolpaksus kirjas.

Statistiliselt usaldusväärsed korrelatsioonid sama talve eri kuude temperatuuride vahel on mõistetavad. Talvekuude ilm Eestis sõltub suurel määral talve algupoolel kogunenud lumikattest ja jääkattest Läänemerel. Märkimisväärsed korrelatsioone lähedaste kuude temperatuurides (sealhulgas statistiliselt usaldusväärne augusti ja septembri vahel) on märgata teisigi, mis on samuti arusaadav sarnaste ilmasüsteemide püsimise tõttu. Täiesti ootamatud on aga juuli statistiliselt usaldusväärsed positiivsed korrelatsioonid järgneva talve (jaanuar–märts) temperatuuridega. Sealjuures juuli ja järgneva veebruari temperatuuride vaheline korrelatsioon on tervelt +0,64, mis on kõige tugevam korrelatsioon maatriksis. Oskamata seletada selle seose põhjust, saab seda siiski kasutada talvetemperatuuride prognoosimiseks.

**Tabel 1.** Korrelatsioonid aasta kuude ja järgneva aasta kolme esimese kuu keskmiste õhutemperatuuride vahel Tartu vaatlusjaama andmetel aastatest 1960–1995. Statistiliselt usaldusväärsed korrelatsioonid usaldusnivool 95% on märgitud paksus kirjas.

**Table 1.** Correlation coefficients between monthly mean air temperature at the same year and at three first months of the next year in Tartu during 1960–1995. Statistically significant correlation at 95% confidence level are marked in bold.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III
Jaanuar	1,00	<b>0,46</b>	<b>0,33</b>	<b>0,54</b>	0,14	-0,07	0,14	-0,05	0,13	0,04	-0,18	0,22	0,18	0,14	0,09
Veebruar	<b>0,46</b>	1,00	<b>0,45</b>	0,32	-0,02	0,12	0,01	-0,07	0,11	0,01	-0,11	0,27	0,31	0,25	0,09
Märts	<b>0,33</b>	<b>0,45</b>	1,00	0,25	0,08	0,19	0,03	0,20	0,03	-0,01	0,13	0,04	0,13	0,26	0,24
Aprill	<b>0,54</b>	0,32	0,25	1,00	-0,01	-0,16	0,00	0,09	0,09	0,22	-0,05	0,16	0,04	0,00	-0,12
Mai	0,14	-0,02	0,08	-0,01	1,00	0,01	0,29	0,21	-0,06	0,09	-0,18	-0,10	0,04	-0,10	-0,03
Juuni	-0,07	0,12	0,19	-0,16	0,01	1,00	0,21	0,06	0,04	0,04	-0,12	-0,04	0,02	0,31	-0,05
Juuli	0,14	0,01	0,03	0,00	0,29	0,21	1,00	0,28	0,17	-0,14	-0,04	0,20	<b>0,37</b>	<b>0,62</b>	<b>0,36</b>
August	-0,05	-0,07	0,20	0,09	0,21	0,06	0,28	1,00	<b>0,36</b>	0,02	0,05	0,30	0,13	0,01	0,01
September	0,13	0,11	0,03	0,09	-0,06	0,04	0,17	<b>0,36</b>	1,00	0,27	-0,04	0,20	0,10	0,14	0,08
Oktoober	0,04	0,01	-0,01	0,22	0,09	0,04	-0,14	0,02	0,27	1,00	0,19	-0,23	-0,19	-0,28	-0,10
November	-0,18	-0,11	0,13	-0,05	-0,18	-0,12	-0,04	0,05	-0,04	0,19	1,00	-0,21	-0,09	0,11	-0,11
Detsember	0,22	0,27	0,04	0,16	-0,10	-0,04	0,20	0,30	0,20	-0,23	-0,21	1,00	<b>0,47</b>	0,30	0,11
Jaanuar	0,18	0,31	0,13	0,04	0,04	0,02	<b>0,37</b>	0,13	0,10	-0,19	-0,09	<b>0,47</b>	1,00	<b>0,46</b>	<b>0,33</b>
Veebruar	0,14	0,25	0,26	0,00	-0,10	0,31	<b>0,62</b>	0,01	0,14	-0,28	0,11	0,30	<b>0,46</b>	1,00	<b>0,46</b>
Märts	0,09	0,09	0,24	-0,12	-0,03	-0,05	<b>0,36</b>	0,01	0,08	-0,10	-0,11	0,11	<b>0,33</b>	<b>0,46</b>	1,00



**Joon. 7.** Jaanuari, veebruari ja märtsi keskmiste õhutemperatuuride (A) ja kogu perioodi keskmise õhutemperatuuri (B) sõltuvus eelnenud juuli keskmisest õhutemperatuurist.

**Fig. 7.** Dependence of monthly mean air temperature in January, February and March on mean temperature in the previous July. A – single months separately, B – the whole three month period in the average.

Joonisel 7 on toodud talvetemperatuurid sõltuvalt eelnenud juuli temperatuurist ja nende regressioonisirged. Regressioonikoefitsiendid on esitatud tabelis 2. Regressiooni prognostiline väärtus on silmaga näha. 36 aasta jooksul ei esine väga sooja juuli järel väga külmi talvi ega väga jaheda juuli järel väga pehmeid. Punktide arv on regressioonisirge lähedal märgatavalt tihedam kui kaugemal. Kogu talve jaoks keskmiselt on korrelatsioonikordaja 0,58 ja regressioonijäägi (regressioonivalemi järgi arvutatud ja tegeliku temperatuuri vahe) standardhälve 2,6°C.

**Tabel 2.** Jaanuari, veebruari ja märtsi õhutemperatuuride regressioonikoefitsiendid eelnenud aasta juuli järgi.

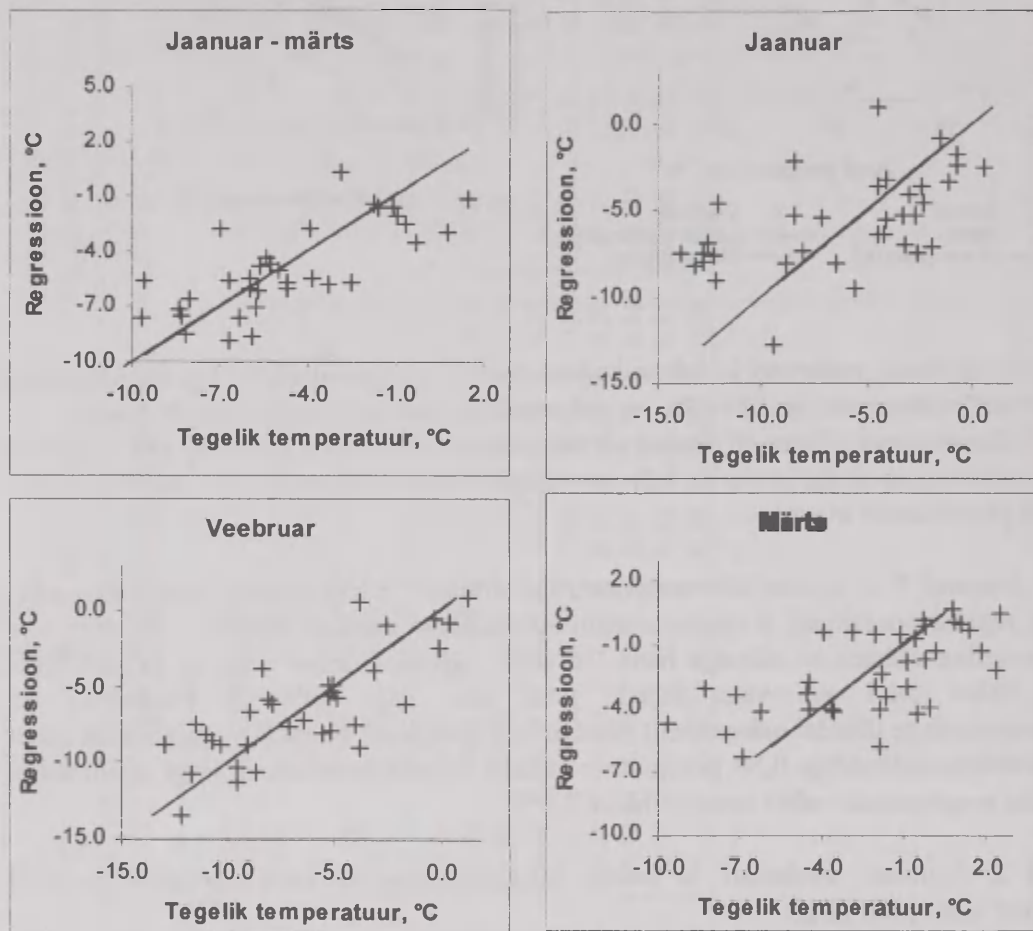
**Table 2.** Regression coefficients (slopes and intercepts) of monthly mean air temperature in January, February and March with respect to mean temperature in July of the previous year.

Kuu	Regressioonikordaja	Vabaliige
Jaanuar	1,28	-28,0
Veebruar	1,98	-39,5
Märts	0,86	-16,1
Jaanuar–märts keskmine	1,37	-27,9

Proгноositavate temperatuuride hajuvust regressioonisirge suhtes saab veelgi vähendada, kui kasutada mitme muutuja regressiooni. Koostades jaanuari–märtsi



temperatuuride lineaarse regressioonimudeli terve eelnenud aasta kuude keskmiste temperatuuride järgi näeme (joonis 8), et nii üksikute kuude kaupa kui ka perioodi keskmisena on hajuvus väiksem kui ainult juuli järgi arvutatuna. Kuigi ainult talvetemperatuuride ja eelnenud juuli temperatuuri vaheline seos on statistiliselt usaldusväärne, suurendab ülejäänud kuude lisamine korrelatsiooni ja vähendab regressioonijäägi standardhälvet (tabel 3), seega suurendades regressiooni ennustusväärtust.



**Joon. 8.** Jaauari–märtsi keskmise õhutemperatuuri ja jaauari, veebruari ja märtsi keskmiste temperatuuride mõõdetud ning eelnenud aasta kuude (jaauar–detsember) ja aastaarvu järgi lineaarse regressiooni teel leitud väärtuste võrdlus.

**Fig. 8.** Comparison of the observed monthly mean teamperatures (January, February, March, the average of the three months) and values calculated using linear regression.

Tabelist 3 nähtub, et regressiooni määramatus (mõõdetuna regressioonijäägi standardhälbe kaudu) võrreldes aastast aastasse varieeruvusega on kõige väiksem veebruari jaoks. Korrutades regressioonijäägi standardhälbe Studenti koefitsiendiga 1,7 (Tammet, 1971), saame, et 90% usaldusnivool jääb regressiooni teel ennustatud

temperatuur vahemikku  $\pm 4,4^{\circ}\text{C}$ , mis võrdub temperatuuri aastast-aastasse standardhälbega. Sama protseduur kogu perioodi (jaanuar–märts) keskmisega annab 90% usaldusnivooga määratus vahemikuks  $\pm 3,4^{\circ}\text{C}$ . Seega, kui regressioon ennustab väga külma (alla  $-8,4^{\circ}\text{C}$ ) hilistalve (jaanuar–märts), siis tõenäosus, et talv tuleb tõepoolest keskmisest külmem, on 95% (90% usaldusvahemik ja sellest külmale poole jääv 5%). Väga sooja (üle  $-1,6^{\circ}\text{C}$ ) hilistalve ennustus tähendab 95% tõenäosusega, et see periood tuleb tõesti keskmisest soojem. Sama saab öelda väga külma (alla  $-10,8^{\circ}\text{C}$ ) ja väga sooja (üle  $-2^{\circ}\text{C}$ ) veebruari kohta. Nagu näha jooniselt 8, on aastatel 1961–1996 aset leidnud päris mitu juhtumit kummaski äärmuses.

Seega on saavutatud märgatavat edu ekstremaalsete talvede prognoosimisel. Prognoosi saab anda vahetult uue aasta alguses, kui on teada kõigi möödunud aasta kuude keskmised temperatuurid. Mõnevõrra vähem täpse ennustuse saab anda kuu või paar varem, asendades aasta viimaste kuude keskmised temperatuurid klimatoloogiliste keskmiste või omakorda prognoositud väärtustega. Rangelt võttes kehtivad nimetatud tõenäosusprotsendid vaid normaaljaotusega kuu keskmiste temperatuuride korral. Tegeliku jaotuse puhul võivad olla need veidi erinevad, kuid ilmselt mitte nii palju, et kvalitatiivseid järeldusi mõjutada.

**Tabel 3.** Jaanuari–märtsi Tartu õhutemperatuuride regressiooniparameetrid eelnenud aasta kuukeskmiste temperatuuride alusel ja regressioonijäägi standardhälve; mõõdetud kuukeskmiste temperatuuride keskmine ja standardhälve (1960–1995).

**Table 3.** Parameters of regression for air temperatures of January – March in Tartu based on the the monthly average temperatures of the previous year, the standard deviation of residuals; the average and standard deviation of measured temperatures (1960–1995).

Sõltumatud muutujad: eelnenud aasta kuude keskmised temperatuurid		Sõltuvad muutujad: talvetemperatuurid			
		jaanuar	veebruar	märts	jaanuar – märts
Eelnenud aasta kuutemperatuurid	jaanuar	-0,029	-0,074	-0,012	-0,038
	veebruar	+0,252	+0,064	-0,021	+0,099
	märts	+0,083	+0,314	+0,447	+0,281
	aprill	-0,292	+0,095	-0,651	-0,283
	mai	-0,005	-0,324	-0,434	-0,254
	juuni	-0,238	+0,493	-0,624	-0,123
	juuli	+1,149	+1,967	+1,216	+1,444
	august	-0,263	-1,361	-0,397	-0,674
	september	+0,041	+0,440	-0,003	+0,123
	oktoober	-0,089	-0,528	+0,247	-0,133
	november	+0,013	+0,041	-0,363	+0,019
	detsember	+0,579	+0,327	+0,031	+0,312
vabaliige		-11,99	-22,41	-0,151	-11,42
Mõõdetud ja ennustatud temperatuuride korrelatsioonikordaja		+0,57	+0,81	+0,64	+0,76
Regressioonijäägi standardhälve, $^{\circ}\text{C}$		3,8	2,6	2,4	2,0
Mõõdetud temperatuuride keskmine, $^{\circ}\text{C}$		-6,4	-6,4	-2,1	-5,0
Mõõdetud temperatuuride standardhälve, $^{\circ}\text{C}$		4,7	4,4	3,1	3,2

Lõpuks teeme katse hinnata nende talvede temperatuure, mida ei ole kasutatud regressioonivalemi leidmisel. Samadel põhjustel ja kaalutlustel punktis 2 mainituga kasutame selleks Võru vaatlustulemusi. Võrdlus aastate 1997–2000 jaoks on toodud tabelis 4.

Tabelist 4 on näha, et 1997. aasta arvutatud temperatuurid on eelnenud külma talve, jaheda suve ja talve külma alguse põhjal väga madalad ning kahjuks tugevasti alla hinnatud. Ülejäänud kolme aasta keskmised jäävad 90% usaldusnivoo piiridesse. Sellest veidi väljas on veel 2000. aasta veebruar, mille jaoks regressioon andis tegelikust märgatavalt kõrgema temperatuuri.

## 5. Kokkuvõte

Eespool toodud tulemused näitavad, et pikemate ajavahemike andmete detailne statistiline töötlus võimaldab leida uusi usaldusväärseid seoseid pikaajalise ilmaprognoosi jaoks. Seda tööd ei saa mingil juhul pidada mitme muutuja regressiooni ammendavaks käsitluseks Eesti sesoonses ilmaprognoosis, vaid pigem sissejuhatuseks meetodi laialdasemale rakendamisele. Lineaarse regressiooni üksikud suured hälbed (“skaalast väljumised”) nagu 1997. aasta talve korral viivad mõttele kasutada mittelineaarset regressiooni, mis oleks vähem tundlik skaala otstes.

**Tabel 4.** Võru vaatlusjaamas mõõdetud ja regressiooni (tabel 3) alusel ennustatud talvetemperatuuride võrdlus.

**Table 4.** Comparison of winter temperatures observed in Võru and calculated using regression.

Aja- vahemik	Mõõdetud keskmine temperatuur, °C				Arvutatud keskmine temperatuur, °C				Arvutatud ja mõõdetud keskmise temperatuuri vahe, °C			
	1997	1998	1999	2000	1997	1998	1999	2000	1997	1998	1999	2000
Jaauar	-4,0	-0,9	-4,2	-3,3	-11,0	-3,5	-6,0	-3,1	-7,0	-2,6	-1,8	0,2
Veebruar	-2,0	-3,3	-7,0	-0,8	-15,1	-5,0	-5,1	4,3	-13,1	-1,8	1,9	5,1
Märts	-0,6	-2,4	0,4	-0,2	-8,0	-0,9	-2,8	-2,5	-7,4	1,5	-3,2	-2,4
Jaauar- märts	-2,2	-2,2	-3,6	-1,4	-11,2	-3,4	-5,8	-0,8	-9,0	-1,2	-2,2	0,6

Käesolevas töös on uuritud ainult temperatuuri. Pole kahtlust, et teised ilmastikuparameetrid, eelkõige õhurõhk ja sademed, sisaldavad olulist lisainformatsiooni, mille kasutamine võib veel tõsta prognoosi usaldatavust. Pole selge, kas pikemate aegride kasutamine teeks prognoosi paremaks: ühelt poolt on pikemad aegread statistiliselt usaldusväärsemad, teiselt poolt võivad muutuda kliimat kujundavad protsessid, ka on varasemad vaatlusandmed sageli ebaühtlase ja kaheldava kvaliteediga.

Püüdes vastata pealkirjas esitatud küsimusele, olen mõõdukalt optimistlik: senist kasinavõitu pikaajalise prognoosi arsenalil on võimalik täiendada. Uute suhteliselt kindlate empiiriliste seoste leidmine võib areneva füüsikalise-deterministliku modelleerimise kaasabil anda mõne uue “niidiotsa” pikaajalist ilma kujundavate sisuliste seoste mõistmiseks.



## **Kirjandus**

- Jaagus, J., 2001. Kliimakalender. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 90, 9-25.
- Kivi, K., 2001. Fenoloogiliste aastaaegade ilmastikulisest omapärasest aastatel 1989–1998. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 90, 26-47.
- Röder, W., 2002. Northern Hemisphere long range weather forecasting. <http://130.133.7.15/Nhforecast.html/>.
- Sepp, M., 2000. Atmosfääri tsirkulatsiooni subjektiivsed klassifikatsioonid ja tsirkulatsioonitüüpide korduvused seoses Euroopa ilmastikuga. Magistritöö, TÜ geograafia instituut.
- Tammet, H., 1971. Füüsika praktikum. Metroloogia. Valgus, Tallinn.

## **Are the Winters in Estonia Predictable?**

Marko Kaasik

*Institute of Environmental Physics, University of Tartu*

### **Summary**

The end and beginning dates of climatological winter (definition see Jaagus, 2001) and the duration of winters from 1892–1999 were analysed. It was found that the length of winter has decreased nearly by 25 days, but this tendency is not monotonous (Figures 1 and 2). Applying the 11-year moving standard deviation and moving correlation coefficient of the winter end and beginning date (by the analogy to moving average), it was found that winters became more unstable, especially after 1980 (Figures 3 and 4). At least a part of this effect, however, can be methodological: for mild winters the definition of this climatological season itself becomes doubtful.

The periodical regression of average cold season (November – March) temperature shows clear periodical changes during 1961–1996: the change with the period of 17 years and the second (weaker) harmonic with the period of 8,5. Surprisingly, no period corresponding to the nearly 11-year solar activity cycle was found. The application of a linear trend  $+0.055^{\circ}\text{C}$  per year (in agreement with the shortening winters) made the regression more precise (Figure 5). The regression residuals, however, are still large. Only  $\frac{1}{4}$  of total variability was explained by periodical and linear changes (Figure 6). Therefore, based on periodical regression, we cannot predict well the average temperature of the next cold season, but more or less the average of the next 2–3 cold seasons.

The correlation analysis of monthly average temperatures in 1960–1996 shows, besides the correlations between several sequential months (August – September, from December to March) surprisingly good (and statistically significant), also the correlations of the temperatures of January, February and March with the temperature of the previous July (Table 1 and 2, Figure 7). The regression for winter temperatures becomes even more accurate when applying the monthly temperatures from the entire previous year (Table 3, Figure 8). Based on such a regression, it is possible to predict the extremely mild and cold February and average for January–March with the 90% confidence at the beginning of new year.

# Hinnang Eesti ilmateenistuse temperatuuriprognosidele

Svetlana Vesselova, Jüri Kadaja  
Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut

## 1. Sissejuhatus

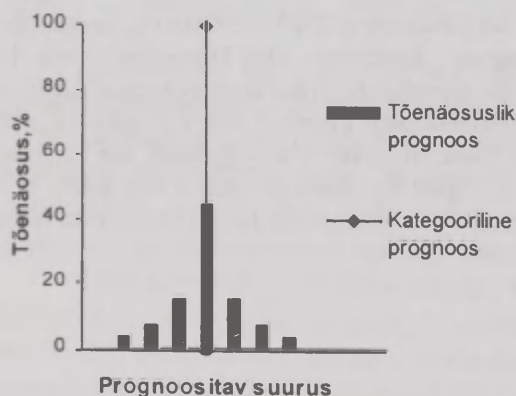
Ilmateenistuse üheks põhiülesandeks on prognooside tegemine järgnevateks päevadeks. Prognooside tegemise oluliseks osaks on nende hindamine, milleks on välja töötatud erinevaid meetodeid. Meetodite valik sõltub prognooside ja prognoositavate muutujate tüübist, samuti kontekstist, milles hindamise tulemusi, aga ka prognoose endid kasutatakse.

Vaatlusaluses töös rakendati EMHI prognooside suhtes üldiselt kasutatavat prognooside hindamise metoodikat (Course EuroMET, 1997), mis põhineb objektiivsetel statistilistel näitajatel. Käesolevas artiklis käsitletakse õhutemperatuuri prognooside hindamist ning saadud tulemusi. Eelnimetatud metoodikaga saadule lisaks on vaadeldud prognooside ja mõõdetud väärtuste anomaaliade omavahelisi korrelatsioone.

Prognooside kohta saadud hinnangud on esitatud kujul kasutatavad nii diagnostilistel ja ökonoomilistel eesmärkidel kui ka tendentside hindamiseks vaadeldud perioodi jooksul. Töö käigus saadud tulemused, kogutud materjalid ja omandatud kogemused võiksid olla aluseks reaalajas töötava prognooside hindamise süsteemi väljatöötamisel.

## 2. Metoodika

Kasutusele võetud prognooside hindamise metoodika (Course EuroMET, 1997) järgi jaotatakse prognoosid kaheks tüübiks – *kategoorilisteks* e determineerituteks (meteelemendi väärtus ennustatakse ühe arvu või kindla intervallina, nähtuse korral öeldakse, kas esineb või mitte) ja *tõenäosuslikeks* (prognoosid sisaldavad prognoositava meteelemendi või nähtuse esinemise tõenäosust). Joonisel 1 on illustreeritud välja toodud kategoorilise ja ühe võimaliku tõenäosusliku prognoosi jaotused.



**Joon. 1.** Kategoorilise ja tõenäosusliku prognoosi jaotus. (Doswell, Brooks, 1995).

**Fig. 1.** Distribution of categorical and probabilistic forecasts (Doswell, Brooks, 1995).

Samuti jaotuvad kahte gruppi prognoositavad meteoroloogilised näitajad: *kvantitatiivseteks*, mis omavad pidevat muutumise skaalat, ja *kvalitatiivseteks*, mis väljenduvad alternatiivsetes kategooriates. Kokku moodustavad need prognooside ja muutujate tüübid neli gruppi, millest igaühe jaoks on välja töötatud erinevad hindamise meetodid.

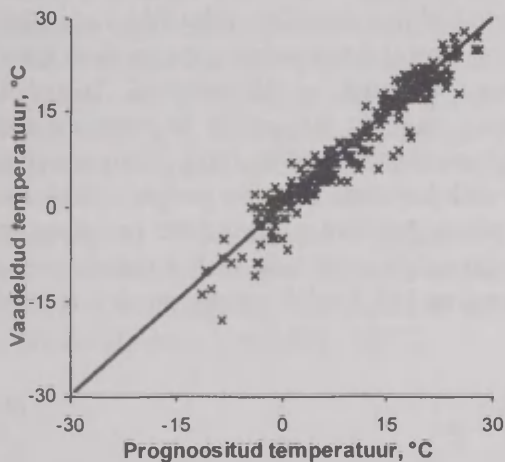
Hinnatavaid põhikarakteristikuid on kolm – *usaldatavus*, mis väljendab süstemaatilist kõrvalekallet (nt keskmine viga); *täpsus*, mis võtab olenemata märgist arvesse kõik erinevused prognoosi ja tegelikkuse vahel (nt absoluutne viga); *võimekus*, mis võrdleb antud prognoosi täpsust mingi võrdlusprognoosi täpsusega.

Antud meetodikat on lisaks prognooside hindamisele võimalik kasutada ka erinevate vaatlusseeriade võrdlemisel ja hindamisel.

Kuna temperatuuri näol on tegemist kvantitatiivse näitajaga, jääb antud artiklis vaatluse alla kaks võimalikku juhtu – kvantitatiivsete muutujate kategoorilised ja kvantitatiivsete muutujate tõenäosuslikud prognoosid.

## 2.1. Kvantitatiivsete muutujate kategoorilised prognoosid

Valdavalt koostatakse meteoroloogilised prognoosid kategoorilises vormis. Need prognoosid sisaldavad kindlaid väiteid oodatavast ilmast: meteoolemendi väärtus ennustatakse ühe arvuna või kindla intervallina. Kvantitatiivseteks nimetatakse muutujad, mille võimaliku muutumise skaala on pidev ja kahe tulemuse, näiteks prognoosi ja vaatluse vahe on mõõdetav. Sellist kombinatsiooni illustreerib joonis 2, mis iseloomustab vaadeldud ja prognoositud temperatuuride omavahelist seost. Joon, mille kaldenurk on 45° vastab ideaalsele prognoosile. Mida lähemale on punktid joonele, seda täpsem on prognoos. Need punktid, mis antud telgede paigutuse korral jäävad joonest allapoole, näitavad, et prognoos ületas vaadeldud väärtust ja tegemist on üleprognoosimisega. Need punktid, mis asuvad joonest ülal, räägivad allaprognosist.



**Joon. 2.** Päevased maksimaalsed tähtajalised ja prognoositud õhutemperatuurid Kuressaares 1999. a.

**Fig. 2.** Maximum daily synoptic and forecasted air temperatures at Kuressaare in 1999.

**Usaldatavus.** Prognoosi usaldatavus arvutatakse kasutades keskmise vea (*ME* – mean error) valemit

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i), \quad (1)$$



kus  $N$  on prognooside arv,  $i = 1, \dots, N$ ,  $F_i$  on prognoositud väärtus ja  $O_i$  mõõdetud väärtus.

$ME$  näitab keskmist kõrvalekallet prognooside ja faktilise ilma vastavate väärtuste vahel. Kui  $ME$  on positiivne, siis prognoositud väärtused ületavad tegelikke ja tegemist on üleprognoosimisega. Kui kõrvalekalle on negatiivne, esineb allaproagnoosimine. Usaldatavuse seisukohalt on prognoos ideaalne, kui prognoosi keskmine kõrvalekalle on 0 või sellele lähedane. See aga ei tähenda veel kaugeltki, et prognoos oleks täpne.

**Täpsuse** määramiseks kasutatakse põhiliselt kahte võimalust määramaks keskmist "distsantsi" prognoosi ja faktiliste vaatlustulemuste vahel. Esimene nendest on absoluutne viga  $MAE$  (*mean absolute error*):

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |F_i - O_i| \quad (2)$$

ja teine keskmine ruutviga ( $MSE$  – *mean square error*):

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2. \quad (3)$$

Prognoos on ideaalne, kui  $MAE$  või  $MSE$  on võrdne nulliga. Korrektsete õhutemperatuuri prognooside puhul ei tohiks võrdlustulemused erineda nullist rohkem kui prognooside andmise ja mõõtmistulemuste täpsuse erinevusest tingitud vea võrra. Mida suuremad on kõrvalekalded, seda halvem tuleb prognoosi täpsus.

Sageli kasutatakse täpsuse karakteristikuna ka ruutkeskmist viga, so ruutjuurt  $MSE$  st ( $RMSE$  – *root mean square error*), mis omab samasugust dimensiooni nagu originaalsuurus.

**Võimekus** väljendab prognoosi täpsust mingi võrdlusprognoosi täpsuse suhtes. Võrdlusprognoosiks kasutatakse kõige sagedamini klimatoloogilist, juhuslikku või püsi- ehk inertsprognoosi. Klimatoloogilise prognoosi korral kasutatakse prognoosina antud parameetri vaatlustulemuste pikaajalisi keskmisi väärtusi, so kliimanormi. Juhusliku prognoosi korral leitakse prognoositav väärtus muutuja esinemise sagedusjaotusest juhuslikult genereeritud arvude alusel. Püsi- prognoos saadakse põhimõttel, et homme (jne) tuleb sama ilm nagu täna. Võrdlusprognoosiks võib kasutada ka teiste prognoosikeskuste prognoose. Võimekus on kriteeriumiks, mis näitab, kui võrd vaatlusalune prognoos on parem või halvem võrreldes mingi võrdlusprognoosiga ning teda saab kasutada mingi kindla prognoosisüsteemi õigustamiseks. Võimekus ( $SS$  – *skill score*) on defineeritud täpsuse kaudu (Course EuroMET, 1997)

$$SS = \frac{A - A_r}{A_p - A_r}, \quad (4)$$

kus  $A$  on hinnatava prognoosi,  $A_r$  võrdlusprognoosi ja  $A_p$  ideaalse prognoosi täpsus.

Võimekuse võib välja arvutada kasutades ükskõik millist täpsuse kriteeriumit. Kasutades selleks absoluutset viga ( $MAE$ ), saame lähtudes definitsioonist (4)

$$SS = 1 - \frac{MAE}{MAE_r}, \quad (5)$$

sest korrektse prognoosi täpsus  $MAE_p = 0$ .  $MAE_r$  on võrdlusprognoosi täpsus.

Juhul kui prognoos on ideaalse täpsusega, võrdub võimekus ühega. Kui  $SS=0$ , ei anna vaadeldav prognoos paremat tulemust võrdlusprognoosi kasutamisest. Kui võrdlusprognoosiks on näiteks klimatoloogiline prognoos, oleks sellisel juhul mõttekam kasutada prognoosina pikaajalisi keskmisi andmeid. Juhul kui  $SS < 0$ , on vaadeldav prognoos võrdlusprognoosist kehvem.

## 2.2. Kvantitatiivsete muutujate tõenäosuslikud prognoosid

Tõenäosuslikud prognoosid sisaldavad prognoositava meteoelemendi väärtuse või selle mingis vahemikus esinemise tõenäosust. Tõenäosuse väärtustel baseerub ka hindamiskriteeriumite arvutus.

**Usaldatavus** arvutatakse kui prognoosidele antud tõenäosuse suhteline kõrvalekalle prognoosi täitumise tõenäosusest

$$B = \frac{\bar{P} - P_o}{P_o}, \quad (6)$$

kus  $\bar{P}$  – keskmine tõenäosus, millega prognoositakse vaadeldava näitaja sattumist prognoositavasse intervalli, ja  $P_o$  – keskmine tõenäosus, millega faktiline väärtus satub prognoositavasse intervalli.

**Täpsus.** Tõenäosuslike prognooside täpsuse hindamine, nagu ka paljud teised tõenäosustega tehtavad arvutused, baseeruvad tõenäosusjaotustel, mis praktilistes arvutustes tähendab tõenäosuse jaotamist klassidesse. Kvantitatiivsete muutujate korral on klasse sobiv vaadelda kindla laiusega intervallidena, mille vahel prognoositud tõenäosus jaotub. Jaotuse enda juures omandab olulise tähenduse prognoosi ja vaatluse vaheline distants. Hindamise skeem peab olema tundlik kauguse suhtes põhimõttel: mida lähemale mõõdetud väärtusele on kontsentreeritud prognoosid, seda parem on tulemus. Näiteks toodud kahe temperatuuriproagnoosi tõenäosuste jaotustabelit (tabel 1) intuiitiivselt vaadates on kohe selge, et prognoos A on parem prognoosist B, sest suuremad tõenäosused on kontsentreeritud õige vahemiku ümbrusesse. Hindamiseks kasutatav arvutusskeem peab seda asjaolu arvesse võtma.

**Tabel 1.** Tõenäosuste jaotus kahele sama situatsiooni kohta antud temperatuuriproagnoosile (Course EuroMET, 1997).

**Table 1.** Contingency distributions of two temperature forecasts given for the same situation (Course EuroMET, 1997).

	Temperatuurivahemikud, °C				
	0-2	2-4	4-6	6-8	8-10
Prognoos A	0,0	0,1	0,3	0,4	0,2
Prognoos B	0,0	0,3	0,1	0,4	0,2
Vaatlused	0	0	0	1	0

Analoogia alusel kategooriliste prognooside täpsuse arvutusskeemile, on tõenäosuslike prognooside puhul loogiline lähtuda prognoosi ja vaatluse tõenäosuste absoluutsetest erinevustest. Tõenäosuste kasutamine tabelis 1 esitatud kujul selleks aga

hästi ei sobi, kuna nii prognoos A kui B annaksid sama tulemuse. Seepärast baseerutakse kumulatiivsetele tõenäosustele e tagatustele. Vastavat hindamiskriteeriumit nimetatakse reastatud tõenäosuslikuks indeksiks (*Ranked Probability Score – RPS*), mis kujutab endast keskmist summat erinevuste ruutudest prognooside ja vaatluste kumulatiivsete tõenäosuste vahel.

Prognoosi  $i$  kumulatiivne tõenäosus klassis  $j$  on avaldatav kujul

$$F_{ij}^C = \sum_{k=1}^j F_{ik} , \quad (7)$$

kus  $F_{ik}$  – on prognoosi  $i$  tõenäosus klassis  $k$ . Vaatluse kumulatiivne tõenäosus avaldub analoogiliselt

$$O_{ij}^C = \sum_{k=1}^j O_{ik} , \quad (8)$$

kus  $O_{ik}$  – on vaatlustulemuse  $i$  tõenäosus klassis  $k$ .  $O_{ik}$  väärtuseks saab olla kas 1 või 0.

$F_{ij}^C$  ja  $O_{ij}^C$  on seega tõenäosuste summad üle kõigi klasside kuni klassini  $j$ .

Reastatud tõenäosuslik indeks avaldub nende abil kujul (Doggett, 1998)

$$RPS = \left(\frac{1}{N}\right) \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^K (F_{ij}^C - O_{ij}^C)^2 , \quad (9)$$

kus  $N$  on prognooside üldarv ja  $K$  klasside arv. Valemiga (9) avaldatud  $RPS$  väärtus võib esineda vahemikus  $[0; K-1]$ . Ideaalse prognoosi korral võrdub  $RPS$  nulliga.

Võimalik on  $RPS$  avaldada ka normeeritud kujul (Course EuroMET, 1997)

$$RPS = 1 - \frac{1}{(K-1)N} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^K (F_{ij}^C - O_{ij}^C)^2 . \quad (10)$$

Normeeritud kujul on  $RPS$  formuleeritud nii, et ta eksisteerib vahemikus 0–1. Kui normeeritud juhul kehtib  $RPS = 1$ , on prognoos korrektne. Võrreldes  $RPS$  normeerimata kujuga, on normeeritud kuju skaala ümber pööratud. Normeeritud  $RPS$  puuduseks on asjaolu, et tema väärtus sõltub küllaltki märgatavalt kasutuses olevast klasside arvust.

Ainsaks võimaluseks saada reastatud tõenäosuslikule indeksile ideaalset väärtust, on anda esinevatele nähtustele prognoosi tõenäosuseks 1, mitteesinevatele aga 0. Samuti annab tänu kumulatiivsete tõenäosuste kasutamisele parema  $RPS$  väärtuse prognooside kontsentreeritus tegeliku väärtuse piirkonnas võrreldes hajutatusega üle laiemas vahemiku.

**Võimekuse** indeks baseerub  $RPS$ -l ja kannab reastatud tõenäosusliku võimekuse indeksi nimetust (*Ranked Probability Skill Score – RPSS*).

Normeeritud  $RPS$  korral on ideaalse prognoosi täpsus võrdne ühega ja  $RPSS$  avaldub kujul

$$RPSS = \frac{RPS - RPS_r}{1 - RPS_r} . \quad (11)$$



Korrektse prognoosi korral on  $RPSS = 1$ . Väärtused, mis on väiksemad kui 0, näitavad, et hinnatav prognoos ei ole võimeline ületama võrdlusprognoosi täpsust.

Mittenormeeritud  $RPS$  korral on tema ideaalseks väärtuseks 0 ja võimekuse valem omandab kuju

$$RPSS = \frac{RPS - RPS_r}{-RPS_r} \quad (12)$$

Ka sel juhul võrdub korrektse prognoosi võimekus ühega.

**Anomaaliate korrelatsioonid.** Prognooside ja vaatlusandmete kõikumiste kokkulangevuse hindamiseks kasutatakse sageli nende anomaaliate korrelatsioone. Korreleeritavateks suurusteks on ühelt poolt prognooside ja teiselt poolt mõõtmistulemuste kõrvalekalded paljuaastastest keskmistest väärtustest. Anomaaliate kõrvutamise elimineeritakse prognoositavas suurus endas esineda võiv sesoonne käik, mille olemasolu nii prognoosis kui vaatlustulemustes tagaks juba iseenesest nende omavahelise hea korreleeruvuse. Tulemuste väljendajaks on korrelatsioonikoefitsient.

### 3. Andmed ja arvutusskeemid

#### 3.1. Õhutemperatuuri prognoos Eesti linnade kohta

Ilmaprognoosis Eesti linnade kohta on prognoositav temperatuur esitatud ühe arvulise väärtusena eraldi öö ja päeva kohta. Seega on tegemist kategoorilise prognoosiga. Igapäevaseid prognoose hinnati ajavahemiku 1.04.1998 kuni 31.12.2001. 1998. ja 1999. a olid prognoosimise objektiks prognoosi andmise päevale järgneva päeva ja sellele järgneva öö temperatuur. Perioodi viimastel aastatel nihkus prognoositav öö prognoositavast päevast ettepoole.

Linnade arv, mille kohta antud prognoose oli võimalik hinnata, kõikus aastati. Esiteks muutusid linnad, mille kohta prognoose tehti. Teiseks põhjuseks oli võrdlusandmete kadumine seoses mõnede meteojaamade sulgemisega.

**Usaldatavuse ja täpsuse** hindamiseks kasutati vastavalt keskmise vea (1) ja keskmise absoluutse vea valemite (2). Selgitamaks, millised mõõtmisandmed on võrdluseks kõige sobivamad, leiti usaldatavuse ja täpsuse väärtused erinevate mõõdetud temperatuuride ja nende kombinatsioonide korral. Näiteks võrreldi päevaseid prognoose ööpäeva absoluutse maksimumtemperatuuriga, erinevatel päevastel sünoptilistel tähtaegadel 09, 12, 15, 18 Greenwichi aja järgi mõõdetud temperatuuridega, nende maksimumväärtusega ja erinevalt kombineeritud tähtaegade keskmiste väärtustega. Kasutatud võrdlusandmed pärinevad EMHI meteoroloogilise režiimi andmebaasist.

Eraldi arvutusliku eksperimendiga selgitati, kuidas mõjutab absoluutse vea kujunemist keskmise kõrvalekalde elimineerimine. Ühtlasi peab tulemus näitama, millise temperatuuri või temperatuuride kombinatsiooni kõikumisi kajastavad prognoosid kõige paremini. Selleks lahutati enne absoluutse vea arvutamist igast prognoosist maha antud võrdlustemperatuuri kohta saadud keskmine süstemaatiline viga. Võrdlustemperatuuridena kasutati samu temperatuure ja nende kombinatsioone, mida usaldatavuse ja täpsuse arvutustes.

**Võimekustegur.** Kategooriliste temperatuuriprognoside võimekust hinnati valemi (5) alusel kahe erineva võrdlusprognoosi: inerts- ehk püsiprognoside ja klimatoloogilise prognoosi suhtes.

Öise püsiproгноosina kasutati прогноosi andmisele eelneval ööl vaadeldud absoluutset miinimumtemperatuuri. Päevase püsiproгноosі väärtus määrati kui прогноosi andmise päeva sünoptilistel tähtaegadel registreeritud maksimaalne temperatuur.

Klimatoloogilise прогноosina kasutati üle 35 aasta (1965–1999) keskmistatud ööpäevaseid miinimum- ja maksimumtemperatuure (Miinimum- ja maksimumtemperatuurid, 1965–1999). Päevaste прогноosidena vaadeldi ööpäevaseid maksimume ja öiste прогноosidena miinimume.

Mõlema võrdlusпрогноosi täpsuse määramine toimus analoogiliselt tegeliku прогноosi täpsuse arvutusele valemiga (2), tegelik прогноos asendus vastava võrdlusпрогноosiga, vaadeldud ilmaandmed jäid samaks tegeliku прогноosi täpsuse arvutuses kasutatutega.

**Anomaaliate korrelatsiooni** saamiseks korreleeriti прогноoside ja konkreetse aasta tegelike näitajate kõrvalekalded kliimanormist. Tegelike temperatuuridena kasutati täpsuse arvutustest saadud sobivamaid temperatuure. Paljuaastaste keskmiste väärtustena rakendati samu andmeid, mida võimekuse hindamisel klimatoloogilise прогноosina.

### *3.2. Õhutemperatuuri прогноos Tallinna kohta*

Teiseks hinnatavaks прогноosiks oli Tallinna kohta käiv viiepäevane прогноos perioodil 01.01.98–31.12.99 (Orienteeruv ilmapрогноos Tallinna kohta, 1998–1999). Temperatuur on nendes öö ja päeva kohta eraldi antud прогноosides esitatud intervallina koos tõenäosusega, millega oodatakse прогноosi sattumist sellesse intervalli. Seega on tegemist tõenäosuslike прогноosidega. Võrdlusandmetena kasutati nende прогноoside korral päevaste vaatluskordade maksimumtemperatuuri ja öiste прогноoside jaoks temperatuuri ööpäevast absoluutset miinimumi.

**Usaldatavus.** Temperatuuri прогноoside usaldatavuse määramiseks leiti juhtumite arv, mille korral mõõdetud temperatuuri väärtused langesid прогноositud intervalli ja arvutati eelnimetatud juhtumite esinemise suhteline sagedus ( $P_0$ ). Viimast võrreldi прогноosidele antud keskmise tõenäosusega ( $\bar{P}$ ), kasutades selleks valemit (6).

**Täpsus.** Temperatuuri kui kvantitatiivse muutuja täpsuse määramiseks koostati tõenäosustabel, näiteks, kujul nagu tabel 1, kus igale прогноosile vastab terve jada klasse. Klass, antud juhul õhutemperatuuri vahemiku laius, peab olema kogu skaala ulatuses sama ja kõige parem oleks ta võtta võrdseks прогноositud vahemiku laiusega. Kuna aga прогноositud vahemikud on erineva laiusega ja kattuvad osaliselt, võeti klassi laiuseks 1°C. Selline klassi laius tagab, et прогноositud vahemik hõlmab alati täpse arvu klasse. Võttes arvesse faktilise õhutemperatuuri maksimaalseid ja minimaalseid väärtusi aastate jooksul, peaks klasside arv olema suurusjärgus 70, (–35°C kuni +35°C).

Прогноosi jaotamisel klasside vahel on lähtutud eeldusest, et tõenäosus jaotub прогноositud vahemikus normaaljaotuse järgi. Ühe прогноosi kõikidesse klassidesse sattumise tõenäosuste summa peab sealjuures võrduma ühega. Прогноos teisendatakse normaaljaotuseks lugedes прогноositud vahemikust välja langev tõenäosus jaotatuks võrdselt mõlemale poole selle vahemiku piire ning jaotuse maksimum asuvaks прогноositud vahemiku keskel.

Analoogne tõenäosustabel tuleb koostada ka vaatlustulemuste kohta. Selle tabeli vastavas lahtris, millesse antud kuupäeva temperatuur satub, esineb väärtus 1, ülejäänud lahtrites aga nullid.

Tõenäosusliku prognoosi täpsuse kriteerium – reastatud tõenäosuslik indeks *RPS* määrati antud töös normeerimata kujul. Selleks leiti nii prognooside kui vaatluste tõenäosustabelite põhjal kumulatiivsed tõenäosused (7)–(8) ja valemiga (9) otsitav indeks.

**Võimekus.** Tõenäosuslike prognooside meetodika järgi on võimekuse kriteeriumiks reastatud tõenäosuslik võimekustegur (*RPSS*), mis arvutatakse välja klimatoloogilise prognoosi suhtes kasutades valemit (12).

**Anomaaliate korrelatsioon.** Tallinna tõenäosuslike temperatuuriprognoside korral, kus prognoos on antud vahemikuna, on prognoosi anomaaliate arvutamiseks kasutatud vahemiku keskmist väärtust.

## 4. Tulemused

### 4.1. Õhutemperatuuri prognoosid Eesti linnade kohta

**Päevaste prognooside usaldatavus ja täpsus.** Tulemustest järeldub, et päevaste temperatuuri prognooside andmisel orienteerutakse EMHIs peamiselt päevastel sünoptilistel tähtaegadel mõõdetud maksimaalsele temperatuurile (tabel 2). Kõigil vaadeldud aastatel on keskmine täpsus parim just selliselt valitud võrdlustemperatuuri korral. Ka usaldatavus on parim sama võrdlustemperatuuri puhul, kui vaadelda üle 4 aasta keskmistatud andmeid. Kahel aastal (1999 ja 2001) on prognoos nihutatud siiski veidi madalama temperatuuri suunas ja kõige väiksema keskmise kõrvalekalde annab kell 12 mõõdetud võrdlustemperatuur. Keskmist absoluutset viga see kõrvalekalle nendel aastatel siiski mõjutanud ei ole. 2000. a võib täheldada prognoosi kerget kaldumust sünoptiliste vaatluskordade maksimumist veidi ööpäeva absoluutse maksimumtemperatuuri suunas.

Prognooside usaldatavust võib pidada üpris heaks. Parimate võrdlustemperatuuri variantide korral jääb kõrvalekalle eri aastatel  $\pm 0,15^{\circ}\text{C}$  piiresse, päevaste sünoptiliste tähtaegade maksimaalse temperatuuri suhtes on suurimaks kõrvalekaldeks  $-0,37^{\circ}\text{C}$ , mis esines 1999. a (tabel 2). Üsikute jaamade korral ei ületa keskmised kõrvalekalded parima valiku korral  $\pm 0,45^{\circ}\text{C}$ , päevaste tähtaegade maksimumide juhul  $\pm 0,75^{\circ}\text{C}$  (tabel 3).

Prognooside täpsust kirjeldav keskmine viga on vaadeldud aastate keskmisena  $1,9^{\circ}\text{C}$  (tabel 2) küündides Narva korral kuni  $2,2^{\circ}\text{C}$  (tabel 3).

**Õiste prognooside usaldatavus ja täpsus.** Õiste prognooside sihtmärgiks näib olevat ööpäeva absoluutsest miinimumist mõnevõrra madalam temperatuur. Võrreldes 1998. aastaga süvenes see tendents 1999. aastal, 2000. ja 2001. aastal aga taandus uuesti. Valdava allaprognosimise tõttu absoluutse miinimumtemperatuuri suhtes jääb õiste temperatuuriprognoside usaldatavus päevaste omast madalamaks, moodustades aastate keskmisena  $-0,42^{\circ}\text{C}$ , 1999. a  $-0,80^{\circ}\text{C}$  (tabel 2).

Kogu vaadeldud perioodi ulatuses on õiste prognooside täpsus päevaste prognooside omast halvem. Kuigi alates 2000. a väheneb õiste prognooside keskmine absoluutne viga vaatlusaluse öö varasemaks nihkumise tõttu hüppeliselt, jäävad õised prognoosid ka peale seda neile järgneva päeva prognoosidest ebatäpsemaks. Ülejäärmise öö suhtes antud prognoosi (1998 ja 1999) absoluutne viga jäi erinevates jaamades aasta keskmisena  $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$  piiresse, järgmise öö prognooside korral (2000 ja 2001) langes aga vahemikku  $1,7\text{--}2,4^{\circ}\text{C}$ .

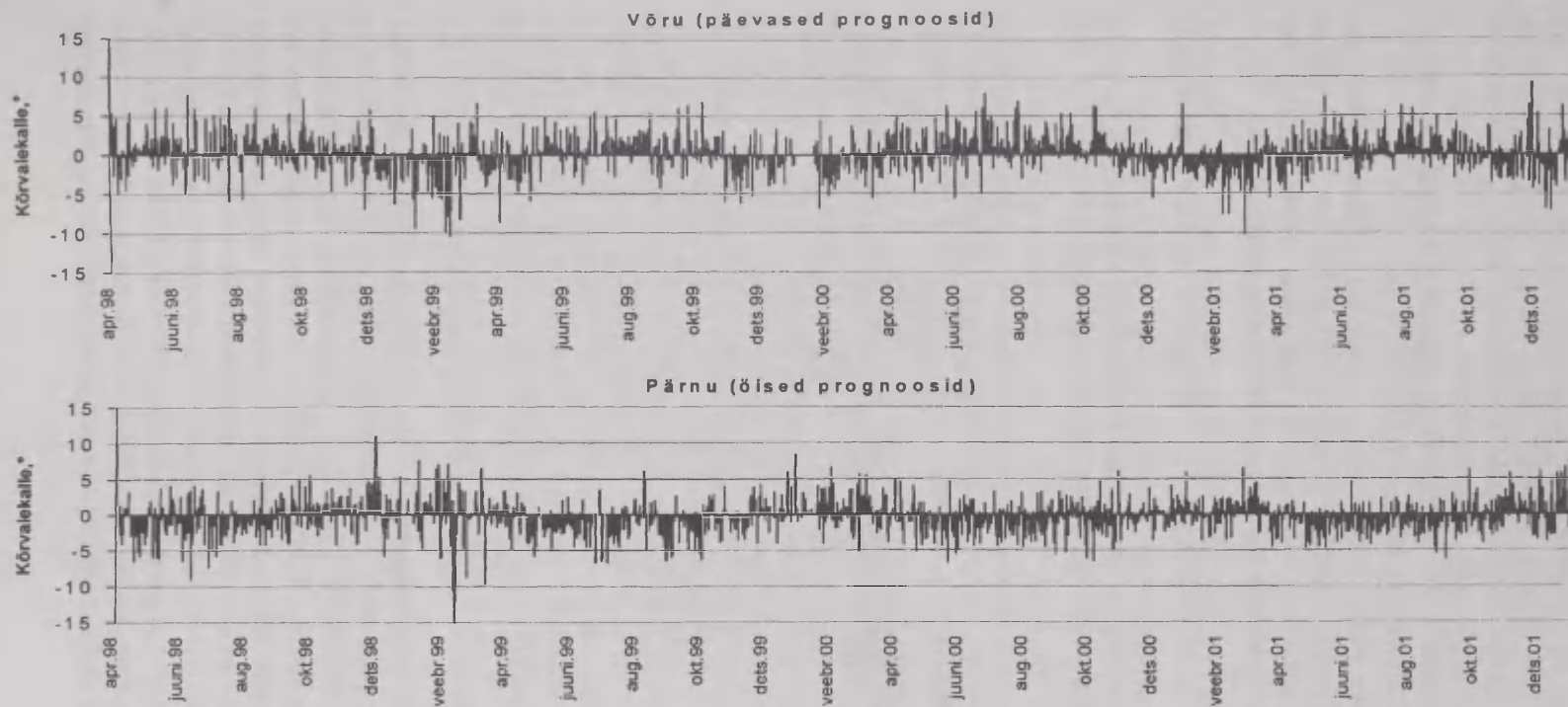


**Tabel 2.** EMHI poolt Eesti linnade kohta antud päevaste ja öiste temperatuuriprognostide keskmine usaldatavus ja täpsus erinevalt valitud võrdlustemperatuuride korral ning võimekus klimatoloogilise ja püsiprognosti suhtes.

**Table 2.** Mean reliability and accuracy based on different observed temperatures, and skill score based on climatological and constant forecasts for the daily and night air temperature forecasts given by EMHI for Estonian towns.

Usaldatavus (süstemaatiline kõrvalekalle)									Täpsus (absoluutne viga)								Võimekus	
Päevased prognoosid																		
Aasta	Abs. max.	Päeva max.	9	12	15	9-15	9-12	12-15	Abs. max.	Päeva max.	9	12	15	9-15	9-12	12-15	klimatoloogilise prognoosi suhtes	püsiprognosi suhtes
1998	-1,01	-0,03	1,46	0,38	0,88	0,91	0,92	0,63	1,98	1,88	2,34	2,02	2,12	2,01	2,07	1,98	0,48	0,18
1999	-1,37	-0,37	1,14	0,05	0,45	0,55	0,60	0,25	2,27	2,04	2,37	2,15	2,13	2,07	2,15	2,07	0,39	0,16
2000	-0,81	0,14	1,64	0,57	0,96	1,06	1,20	0,88	1,92	1,83	2,38	1,98	2,09	2,01	2,12	2,03	0,46	0,16
2001	-1,33	-0,29	1,24	0,13	0,56	0,64	0,75	0,44	2,13	1,88	2,28	1,99	2,07	1,96	2,04	2,01	0,48	0,26
1998-2001	-1,13	-0,14	1,37	0,28	0,71	0,79	0,87	0,55	2,07	1,91	2,34	2,03	2,10	2,01	2,09	2,02	0,45	0,19
Öised prognoosid																		
Aasta	Abs. min.	Öine min.	21	0	3	21-6	21-0	0-3	Abs. min.	Öine min.	21	0	3	21-6	21-0	0-3	klimatoloogilise prognoosi suhtes	püsiprognosi suhtes
1998	-0,27	-0,99	-2,72	-1,89	-1,50	-2,30	-2,30	-1,69	2,42	2,51	3,31	2,80	2,69	2,98	2,99	2,69	0,29	0,23
1999	-0,80	-1,67	-3,53	-2,64	-2,31	-3,13	-3,08	-2,47	2,57	2,79	3,95	3,29	3,14	3,60	3,57	3,18	0,34	0,28
2000	-0,37	-1,14	-2,92	-2,09	-1,66	-2,47	-2,68	-2,74	2,04	2,18	3,24	2,64	2,44	2,84	3,03	3,23	0,48	0,22
2001	-0,22	-1,09	-2,86	-2,07	-1,68	-2,41	-2,63	-2,67	2,06	2,13	3,15	2,58	2,42	2,74	2,92	3,15	0,52	0,28
1998-2001	-0,42	-1,22	-3,00	-2,17	-1,79	-2,58	-2,67	-2,39	2,27	2,40	3,41	2,83	2,67	3,04	3,13	3,06	0,41	0,25

**Võrdlustemperatuuride tähised:** Abs max (min) – ööpäeva absoluutne maksimum (miinimum); Päeva max (Öine min.) – päeva (öö) sünoptiliste vaatluskordade maksimaalne (minimaalne) väärtus; 0, 3, ..., 21 – tähtajalised vaatlusandmed; 9–15 – tähtaegade 9, 12 ja 15 keskmine; 9,15 – tähtaegade 9 ja 15 keskmine jne.



**Joon. 3.** Õhutemperatuuri prognooside kõrvalekalle ( $^{\circ}\text{C}$ ) mõõdetud väärtustest aprillist 1998 kuni detsembrini 2001. Päevaseid Võru prognoose on võrreldud sünoptiliste vaatluskordade maksimumväärtustega, öiseid Pärnu prognoose ööpäeva absoluutsete miinimumtemperatuuridega.

**Fig. 3.** Deviation of air temperature forecasts from the observed values from April 1998 to December 2001. The daily forecasts at Võru are compared with the maximum values of diurnal synoptic observations, the night forecasts with the daily absolute minimum temperatures.

Prognooside usaldatavuse määramisel aluseks olevad kõrvalekalded omavad sesoonset perioodilisust. Märgatavam ja üldisem on see päevaste prognooside korral, mil suvise perioodi temperatuurid on rohkem üle prognoositud, talvised enam alla prognoositud. Öiste prognooside korral esineb perioodilisus ainult mereäärsete asukohtades, kus pilt on päevastele prognoosidele vastupidine, suvel võib täheldada rohkem allaprognosimist, talvel üleprognoosimist (joon. 3).

Kindlat ühesuunalist tendentsi ei ole usaldatavuse, täpsuse ja võimekuse näitajate aastate reas võimalik välja tuua. Halvimaks jäid näitajad 1999. a osas.

**Keskmise kõrvalekalde elimineerimine** e prognoosi süstemaatilise vea kõrvaldamine enne prognoosi täpsuse arvutamist annab võimaluse hinnata, kui täpselt on prognoositud ühe või teise mõõdetud temperatuuri kõikumisi. Süstemaatilise vea elimineerimise tulemusena on prognooside täpsus oodatavalt parenenud (tabel 4).

**Tabel 3.** Eesti linnade kohta antud õhutemperatuuri prognoosi hindamiskriteeriumite keskmised väärtused.

**Table 3.** Mean evaluation characteristics for the air temperature forecasts of Estonian towns. The climatological and constant forecasts are the reference forecasts for skill score.

Linn	Aastad	Usaldatavus		Täpsus		Võimekus			
						klimatoloogilise prognoosi suhtes		Püsiprognnoosi suhtes	
		Päevane	Öine	Päevane	Öine	Päevane	Öine	Päevane	Öine
Haapsalu	1998-1999	-0.62	0.18	1.86	2.36	0.43	0.32	0.17	0.30
Jõgeva	2000-2001	-0.44	-0.49	1.92	2.21	0.44	0.46	0.17	0.26
Kohtia-Järve	2000-2001	-0.32	0.25	1.90	2.17	0.46	0.47	0.21	0.29
Kuressaare	1998-1999	-0.30	0.47	1.67	2.13	0.35	0.29	0.04	0.23
Kärdla	1998-1999	-0.73	0.51	1.87	2.36	0.39	0.22	0.10	0.25
Narva	1998-2001	-0.70	-0.95	2.16	2.58	0.43	0.37	0.16	0.17
Paide	1998-1999	-0.22	-1.31	2.01	2.71	0.44	0.27	0.18	0.25
Pärnu	1998-2001	-0.16	-0.45	1.76	2.03	0.47	0.47	0.19	0.21
Rakvere	1998-1999	-0.31	-0.77	1.90	2.49	0.48	0.32	0.24	0.31
Tallinn	1998-2001	0.04	-0.35	1.70	2.06	0.49	0.38	0.28	0.27
Tartu	1998-2001	0.06	-0.80	1.97	2.33	0.46	0.43	0.20	0.25
Valga	1998-2001	0.18	-0.22	2.01	2.27	0.45	0.45	0.16	0.31
Viljandi	1998-2001	0.39	-0.53	1.91	2.17	0.47	0.45	0.20	0.28
Võru	1998-2001	0.13	-0.67	2.05	2.51	0.45	0.40	0.19	0.24

Eelpool leitud parimate võrdlustemperatuuride korral on paranemine olnud suhteliselt väike, näiteks päevastel prognoosidel päevaste vaatluskordade maksimumtemperatuuri suhtes ainult 0,03°C, öiste prognooside korral ööpäevase absoluutse miinimumtemperatuuri suhtes 0,08°C. Teiste võrdlustemperatuuride korral on täpsuse paranemine olnud suurem, nii et keskmised absoluutsed vead on muutunud erinevate võrdlustemperatuuride korral suhteliselt lähedasteks. Parim kokkulangevus esineb päevastel prognoosidel peale süstemaatilise vea kõrvaldamist absoluutse maksimumtemperatuuriga ning öistel prognoosidel üle öiste vaatluskordade (kell 21; 00; 03; 06) keskmistatud temperatuuriga. Seega võib öelda, et kõikumiste mõttes on kõige paremini prognoositud ööpäevast maksimumtemperatuuri ja öist keskmist temperatuuri.



**Tabel 4.** Eesti linnade kohta antud päevaste ja öiste õhutemperatuuri prognooside keskmine täpsus erinevalt valitud võrdlustemperatuuride korral peale süstemaatilise vea eemaldamist.

**Table 4.** Mean accuracy of the daily and night forecasts for Estonian towns in the case of different comparison temperatures after the removal of the mean error.

Aasta	Täpsus (absoluutne viga)															
	Päevane								Öine							
	Abs. max	Päeva max	9	12	15	9-15	9-12	12-15	Abs. min.	Öine min.	21	0	3	21-6	21-0	0-3
1998	1,76	1,85	1,95	1,97	1,98	1,83	1,88	1,89	2,34	2,32	2,33	2,28	2,33	2,23	2,25	2,26
1999	2,01	2,01	2,13	2,13	2,08	1,99	2,05	2,04	2,43	2,37	2,45	2,39	2,43	2,29	2,35	2,35
2000	1,77	1,81	2,00	1,94	1,95	1,84	1,92	1,93	2,00	1,94	1,94	1,93	1,97	1,85	1,91	2,19
2001	1,88	1,85	2,07	1,98	2,02	1,88	1,95	1,96	2,00	1,88	1,88	1,86	1,93	1,77	1,83	2,11
1998-2001	1,86	1,88	2,04	2,00	2,01	1,89	1,95	1,96	2,19	2,13	2,15	2,12	2,17	2,04	2,08	2,23

**Võimekus.** Eesti linnade kohta antud temperatuuri prognooside võimekus oli parem klimatoloogilise ja kehvem püsiproгноosi suhtes, kuid omas mõlema ees siiski eelist, seda nii erinevate aastate (tabel 2) kui ka erinevate linnade seisukohalt (tabel 3).

Päevaste prognooside osas esinesid paremad võimekuse väärtused Tallinna prognooside korral, halvemad Kuressaare ja Kärkla korral. Tallinna korral võib täheldada ka häid usaldatavuse ja täpsuse näitajaid. Samas aga täpsuse osas Kuressaare koguni edestab Tallinna. Seega näitab madal võimekuse väärtus Kuressaares võrdlusprognooside head täpsust, st ilmastikutingimused on seal stabiilsemad ja peaksid olema paremini ennustatavad. Öiste prognooside osas võib tabeli 3 alusel võrrelda ainult neid jaamu, kus prognoositud on täpselt samu aastaid.

**Anomaaliate korrelatsioonid** Eesti linnade õhutemperatuuri prognoosidele on esitatud perioodi 1998–2001 erinevate aastate kohta tabelis 5. Keskmised korrelatsioonid üle aastate ja linnade on leitud korrelatsioonikoefitsientide keskmistamise teel.

Nii öiste kui päevaste prognooside korral võib 1999. a täheldada anomaaliate korrelatsioonikoefitsiendi kahanemist, sealt alates kasvu. Muutus 1999. aastast 2000 aastasse jääb öiste prognooside osas arvuliselt siiski määramatuks, kuna olulist osa etendas siin prognooside nihkumine varasemale ööle. Halvema korreleeruvusega torkavad silma Kärkla ja Kuressaare. Üldiselt võib vaadeldud perioodi lõpul saavutatud anomaaliate korrelatsiooni pidada päris heaks tulemuseks.

#### 4.2. Õhutemperatuuri prognoosid Tallinna kohta

**Usaldatavuse** hindamiseks arvutati välja prognoosidele antud keskmine tõenäosus ja tõenäosus, millega temperatuur tegelikult prognoositud vahemikku langes. Prognoosidele antud tõenäosuse väärtused kõikusid viie prognoositava päeva ulatuses vahemikus 0,68–0,81 (tabel 6). Vaadeldud temperatuuride tegelik prognoositud vahemikku sattumise tõenäosus oli märgatavalt madalam 0,19–0,40.

Tabelis 6 toodud tõenäosustest lähtudes saadi prognooside usaldatavuse väärtuseks 0,98–2,72 (tabel 7). Kuna ideaalse prognoosi usaldatavuse väärtus on null, on vaatlusalused Tallinna õhutemperatuuri prognoosid tugevasti üle prognoositud. Tõenäosuslike prognooside korral väljendab üleprognoosimine seda, et prognoosidele on omistatud liiga kõrge tõenäosus.

**Tabel 5.** Eesti linnade õhutemperatuuri prognooside ja mõõtmistulemuste anomaaliate korrelatsioonikoeffitsiendid.

**Table 5.** Correlation coefficients between the anomalies of air temperature forecasts and the anomalies of observed temperatures at Estonian towns.

Linn	Õö					Päev				
	1998	1999	2000	2001	1998-2001	1998	1999	2000	2001	1998-2001
Kuressaare	0.73	0.72			<b>0.73</b>	0.79	0.74			<b>0.78</b>
Pärnu	0.77	0.74	0.84	0.86	<b>0.82</b>	0.84	0.77	0.82	0.82	<b>0.82</b>
Tallinn	0.77	0.71	0.83	0.87	<b>0.81</b>	0.86	0.81	0.84	0.86	<b>0.85</b>
Haapsalu	0.78	0.71			<b>0.74</b>	0.83	0.79			<b>0.82</b>
Kärdla	0.67	0.68			<b>0.68</b>	0.81	0.68			<b>0.76</b>
Narva	0.75	0.75	0.82	0.86	<b>0.81</b>	0.81	0.81	0.83	0.85	<b>0.83</b>
Võru	0.76	0.74	0.81	0.87	<b>0.81</b>	0.85	0.81	0.81	0.86	<b>0.84</b>
Paide	0.78	0.75			<b>0.76</b>	0.83	0.79			<b>0.81</b>
Rakvere	0.76	0.71			<b>0.72</b>	0.84	0.82			<b>0.83</b>
Tartu	0.79	0.74	0.85	0.87	<b>0.82</b>	0.83	0.80	0.83	0.87	<b>0.84</b>
Valga	0.77	0.74	0.84	0.89	<b>0.82</b>	0.82	0.80	0.80	0.85	<b>0.82</b>
Viljandi	0.76	0.72	0.86	0.87	<b>0.80</b>	0.82	0.81	0.83	0.87	<b>0.84</b>
Kohtla-Järve			0.80	0.86	<b>0.84</b>			0.81	0.86	<b>0.84</b>
Jõgeva			0.83	0.85	<b>0.84</b>			0.80	0.84	<b>0.83</b>
Keskmine	<b>0.76</b>	<b>0.73</b>	<b>0.83</b>	<b>0.87</b>	<b>0.79</b>	<b>0.83</b>	<b>0.79</b>	<b>0.82</b>	<b>0.85</b>	<b>0.82</b>

**Tabel 6.** Viiepäevastele tõenäosuslikele õhutemperatuuri prognoosidele omistatud ja temperatuuri prognoositud vahemikes esinemise tõenäosused.

**Table 6.** Occurrence and the forecasted probabilities of the five-day probabilistic air temperature forecasts.

		1998		1999	
ööpäev		öö	päev	öö	päev
Õhutemperatuuri ilmnemise tõenäosus prognoositud vahemikus, P <sub>o</sub>	I	0.33	0.31	0.40	0.34
	II	0.30	0.31	0.29	0.32
	III	0.30	0.23	0.27	0.27
	IV	0.27	0.24	0.25	0.19
	V	0.26	0.23	0.23	0.21
	Keskmine	0.29	0.26	0.29	0.27
Õhutemperatuuri prognoosimise tõenäosus, P	I	0.81	0.81	0.80	0.80
	II	0.78	0.77	0.77	0.77
	III	0.72	0.73	0.75	0.73
	IV	0.69	0.69	0.73	0.74
	V	0.69	0.68	0.71	0.71
	Keskmine	0.74	0.74	0.75	0.75

Erinevate aastate tulemuste võrdlus näitab, et 1999. aastal on esimese kahe ööpäeva prognooside usaldatavus võrreldes 1998. aastaga paranenud, viimaste prognoositavate ööpäevade kohta aga halvenenud.

Usaldatavuse andmetes võib täheldada üldist halvenemise tendentsi prognoosi tähtaja kaugenemisel, igal konkreetset juhul ei pruugi see muutus aga olla järjekindel.

Täpsuse karakteristik *RPS*, mis baseerub kumulatiivse tõenäosuse jaotusel ja mille muutumise amplituud on vahemikus [0;K-1] ning väärtus korrektsete prognooside

juhul 0, omab eri aastatel nii öiste kui päevaste prognooside korral iga järgmise prognoositava ööpäevaga halvenemise tendentsi (tabel 7). Mõlemal aastal on päevaste prognooside *RPS* väärtused suuremad (täpsus halvem), kui öistel prognoosidel. See on ka loomulik, sest antud kontekstis eelneb öö päevale. Päevaste ja nendele järgnevate öiste (st järgmisest kuupäevast pärit) prognooside täpsuse omavaheline võrdlus annab väikese eelise päevastele prognoosidele, kuid see on märgatavalt väiksem, kui erinevus sama kuupäeva öiste ja päevaste prognooside vahel. See tulemus lubab öiseid prognoose pidada veidi paremateks võrreldes päevastega.

**Tabel 7.** Viieks ööpäevaks antud öiste ja päevaste Tallinna õhutemperatuuri tõenäosuslike prognooside usaldatavuse, täpsuse ja võimekuse karakteristikud 1998. ja 1999. aasta kohta.

**Table 7.** Reliability, accuracy and skill score of daily and night air temperature forecasts given to five days for Tallinn in 1998 and 1999.

		1998		1999	
		öö	päev	öö	päev
Usaldatavus	ööpäev	<b>B</b>			
	I	1.49	1.66	0.98	1.35
	II	1.64	1.50	1.63	1.38
	III	1.43	2.15	1.66	1.71
	IV	1.57	1.91	1.78	2.72
	V	1.67	1.88	2.09	2.31
Keskmine		1.56	1.82	1.63	1.89
Täpsus		<b>RPS</b>			
	I	1.71	1.86	1.54	1.73
	II	1.87	2.02	1.94	1.90
	III	1.94	2.18	2.28	2.25
	IV	2.18	2.29	2.41	2.55
	V	2.43	2.79	2.68	2.72
Keskmine		2.03	2.23	2.17	2.23
Võimekus		<b>RPSS</b>			
	I	0.30	0.18	0.33	0.27
	II	0.23	0.11	0.15	0.20
	III	0.20	0.03	0.00	0.06
	IV	0.10	-0.01	-0.05	-0.07
	V	0.01	-0.24	-0.17	-0.14
Keskmine		0.17	0.01	0.05	0.06

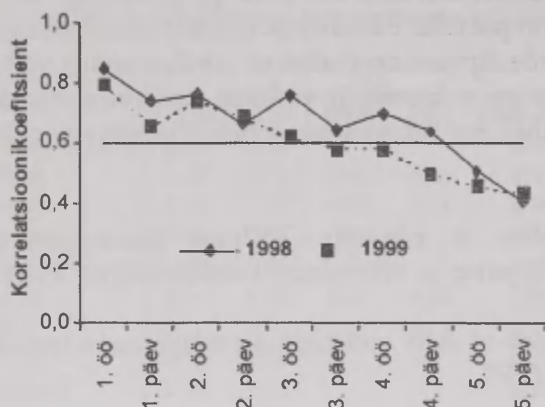
**Võimekus** on tõenäosuslike temperatuuriproгноoside korral arvutatud klimatoloogilise prognoosi suhtes. Kõigi vaadeldud variantide korral esineb iga järgmise prognoositava ööpäevaga võimekuse halvenemine (tabel 7), mis on põhjustatud prognooside täpsuse halvenemisest. Erinevate aastate võrdlus näitab 1999. a öiste prognooside võimekuse halvenemist ja päevaste prognooside võimekuse paranemist 1998. a suhtes. Eranditeks olid esimene öö ja neljas päev vastupidise tendentsiga.

1998. a klimatoloogilise prognoosi ees omas tõenäosuslik temperatuuri prognoos eelist ( $RPSS > 0$ ) kuni viienda öö ja kolmanda päevani, 1999. a kuni kolmanda ööpäevani.

**Anomaaliate korrelatsioon.** Eri aastatel võib nii öistel kui ka päevastel prognoosidel täheldada anomaaliate korrelatsioonikoefitsientide langust iga järgmise prognoosi ööpäevaga (joon. 4). Erandiks on üleminek esimeselt päevalt teisele 1999. a,



mil põhjuseks võib olla teise päeva kohta antud prognooside mõnevõrra väiksem arv. Valdavalt on anomaaliate korrelatsioonid olnud paremad 1998. kui 1999. a.



**Joon. 4.** Anomaaliate korrelatsioonikoeffitsiendid Tallinna kohta antud viiepäevase tõenäosusliku temperatuuriprognosi korral.

**Fig 4.** Correlation coefficients of anomalies for the probabilistic five-day temperature forecast at Tallinn.

Ilmaprognoosi praktikas loetakse veel kasutatavateks prognoose, mille anomaaliate korrelatsioonikoeffitsient ei lange alla 0,6. Seega on antud kriteeriumi järgi olnud prognoosid 1998. a kasutatavad kuni 4. päevani, 1999. a aga ainult kuni kolmanda ööni.

## 5. Järeldused

### 5.1. Eesti linnade temperatuur prognoos järgnevas ööpäevaks

Tehtud töö põhjal võib järeldada, et prognooside kokkulangevus vaatlusandmetega on parim, kui päevaseid prognoose võrrelda päevaste vaatluskordade maksimumtemperatuuri ja öiseid prognoose ööpäevase absoluutse miinimumtemperatuuriga. Nendel juhtudel oli vaadeldud perioodil prognooside usaldatavus päeval  $-0,14^{\circ}\text{C}$  ja öösel  $-0,42^{\circ}\text{C}$ , täpsus vastavalt  $1,9^{\circ}\text{C}$  ja  $2,3^{\circ}\text{C}$ .

Usaldatavuse, täpsuse ja võimekuse näitajate aastaridades ei esinenud ajavahemikus 1998–2001 kindlat ühesuunalist tendentsi. Halvimaks jäid näitajad 1999. a osas.

Prognooside võimekus oli kõrgem klimatoloogilise kui püsiprognosi suhtes, kuid omas mõlema ees eelist.

Kõrvalekalded prognoositud ja mõõdetud temperatuuride vahel omavad sesoonset perioodilisust, mis on märgatavam ja üldisem päevaste prognooside puhul.

Keskmise kõrvalekalde elimineerimine prognoosidest näitas, et päevased prognoosid järgivad kõige paremini ööpäevase maksimumtemperatuuri ja öised öise keskmise temperatuuri kõikumisi.

Õhutemperatuuri prognooside ja vaatlusandmete anomaaliate korrelatsioonikoeffitsient oli miinimumis 1999. a ning on 2001. aastaks tõusnud päevastel prognoosidel väärtuseni 0,85 ja öistel kuni 0,87.

## **5.2. Tallinna tõenäosuslik viiepäevane temperatuuriprognos**

Prognosidele antud tõenäosused olid tugevasti üle hinnatud, ületades tegeliku täitumise tõenäosuse kaks või enam korda. Usaldatavuse hindamiskriteerium näitab, et ülehindamine on olnud seda tugevam, mida pikema aja peale on prognos antud.

Prognoside täpsus halveneb iga prognositava ööpäevaga. Klimatoloogilise prognosi suhtes omavad viiepäevased temperatuuri prognosid eelist kuni kolmanda päevani. Tulemused lubavad veidi täpsemaks ja võimekamaks pidada öiseid prognoose.

Prognoside ja vaatlustulemuste anomaaliate korrelatsioonid halvenevad iga järgmise prognosi ööpäevaga langedes 1999. a alla kriitilise piiri kolmandal päeval ja 1998. a viiendal ööl.

## **Kasutatud kirjandus ja materjalid**

Doggett, K. 1998. Glossary of Verification Terms.

[www.sel.noaa.gov/forecast\\_verification/verif\\_glossary.html](http://www.sel.noaa.gov/forecast_verification/verif_glossary.html).

Doswell, C., Brooks, H. 1995. Probabilistic Forecasting – A Primer.

[www.nssl.noaa.gov/~brooks/prob/Probability.html](http://www.nssl.noaa.gov/~brooks/prob/Probability.html).

Ilmaprognoos Eesti linnade kohta 01.04.1998 - 31.12.2001. EMHI sünoptiline andmefond.

NWP Course EuroMET.1997. [www.euromet.met.ed.ac.uk](http://www.euromet.met.ed.ac.uk). EuroMET Consortium.

Miinum- ja maksimumtemperatuurid, 1965-1999. EMHI andmekogude osakond, CLICOM.

Orienteeruv ilmaprognoos Tallinna kohta, 1998-1999. EMHI sünoptiline andmefond.

Tähtajalised ja miinum- ning maksimumtemperatuurid. 1992-2001. EMHI meteoroloogilise režiimi andmebaas.

## **Verification of Temperature Forecasts of Estonian Weather Service**

Svetlana Vesselova, Jüri Kadaja

*Estonian Meteorological and Hydrological Institute*

## **Summary**

The purpose of this work was applying the forecast verification methods based on objective statistical measures to the forecasts of EMHI. According to the employed methods, the forecasts are divided into two types: categorical forecasts (the forecast appears as one number or a fixed interval) and probabilistic forecasts (the forecast includes probability). The forecasted meteorological variables are divided into two groups: ordered variables (have continuous scale) and unordered variables (expressed by alternative categories). Three basic characteristics of verification are observed: reliability expresses the systematic bias (e. g. mean error); accuracy takes into account every difference between the forecast and the corresponding observation (e. g. mean absolute error); skill score compares the forecast with a reference forecast. In this paper the verification results of temperature forecasts are reviewed. Temperature is an ordered variable and two possible cases – categorical and probabilistic forecasts of ordered variables are observed. The first case concerns the temperature forecasts for Estonian towns (1998-2001). In the second case the five-day probabilistic temperature forecasts for Tallinn (1998-1999) are verified.

We can conclude that the minimum errors exist when the daily forecasts for Estonian towns are compared with the daily maximum temperatures from synoptic observations and night forecasts with absolute minimum temperatures. In these cases the mean reliability of daily forecasts is  $-0,14^{\circ}\text{C}$  and night forecasts  $-0,42^{\circ}\text{C}$ , accuracy is respectively  $1,9^{\circ}\text{C}$  and  $2,3^{\circ}\text{C}$ .

The time series of reliability, accuracy and skill score do not have any reliable trends during the period 1998–2001. The worst values were observed in 1999.

Skill score of the forecasts was better with respect to a climatological forecast than to a constant forecast. However, the evaluated temperature forecast has an advantage before both.

The bias between the forecasted and observed temperatures has a seasonal periodicity, which is more noticeable in the case of daily forecasts.

The elimination of mean bias from the forecasts before accuracy calculation shows that the forecasts best reflect the variations of daily maximum and night mean temperatures.

The correlation coefficient between the anomalies of temperature forecasts and the observed data was the lowest in 1999, rising from that level up to 2001, to 0,85 for the daily and to 0,87 for night forecasts.

The probabilities of five-day temperature forecasts for Tallinn were extremely over-predicted, exceeding the real probability by two or more times. Over-prediction was stronger when the forecast was given for a longer period. Accuracy of the forecasts declines by lengthening the forecast period. A five-day temperature forecast has an advantage over a climatological forecast up to third day. The results allow concluding that the night forecasts are more accurate and more skilful. The correlation coefficient between the anomalies of forecasts and observations is decreasing consistently by every following forecast day.



## HIRLAM-mudeli tuuleproгноosi hindamine Läänemeres

Ivar Ansper

*Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut*

Carl Fortelius

*Soome Meteoroloogia Instituut*

### 1. Sissejuhatus

Viimastel aastatel on üha kiirema ja areneva elutempo juures kasvanud järk-järgult vajadus täpse ja usaldusväärse ilmaennustuse järele. Samas on ilmaennustuse täpsus hoolimata väga muutlikust ilmastikust viimastel aastatel pidevalt ka edasi arenenud ja paranenud. Üheks oluliseks teguriks, mis on prognoosi tegemist järgnevateks päevadeks lihtsustanud ja parandanud, on numbrilised ilmaennustusmodelid.

Numbriliste ilmaennustusmodelite puhul on tegemist matemaatiliste arvutusmodelitega, kus atmosfääri liikumist kajastavad võrrandid lahendatakse numbriliste meetoditega. Mudelisse sisestatakse vajalikud algseisundi parameetrid (rõhk, temperatuur, õhuniiskus, tuulekiirus ja -suund), mis saadakse erinevate vaatluste (maal/merel tehtavad vaatlused, sondivaatlused, satelliitandmed jne) käigus. Peale algseisundi parameetrite arvestatakse mudelis veel teatud kliimaatiliste tingimuste ja asukoha iseärasustega, mille põhjal arvutatakse välja prognoos järgmise 6 kuni 240 tunni kohta.

Geograafilise ulatuse järgi jaotatakse ilmaennustusmodelid (Savijärvi, 1994):

- üldtsirkulatsioonimudelid ehk kliimamodelid, mis hõlmavad terve maakera ja võrgusammu pikkus on 50–400 km. Neid kasutatakse pika kestusega ilma- ja kliimaprognooside tegemiseks;
- numbrilised ilmaennustusmodelid, mille võrgusammu pikkus on 20–55 km ja ajaline samm on 2–15 minutit. Ulatuseks on umbes veerand maakera;
- mesomastaapsed mudelid, mille võrgusammu pikkuseks on 1–20 km. Mesomastaapsed mudelid võimaldavad arvutada kohalikku ilma, samuti saab nende abil vaadelda mäestike mõju, äikesepilvede tekkimist jne.

Läänemere piirkonnas on ilmaprognooside tegemisel saanud oluliseks numbriline ilmaennustusmodel HIRLAM. HIRLAM (*High Resolution Limited Area Model*) on Kõrge Lahutusvõimega Piiratud Ala Mudel, mis alustas tööd 1985. aastal. HIRLAMi nimega tähistatakse nii rahvusvahelist ühisprojekti kui ka numbrilist ilmaennustusmodelit. HIRLAM-projekti eesmärk on numbrilise ilmaennustussüsteemi edasi arendamine ja parandamine antud projektis osalevate instituutide operatiivseks kasutuseks. Rahvusvahelises HIRLAM-projektis osalevad Hispaania Meteoroloogia Instituut (*INM*), Hollandi Kuninglik Meteoroloogia Instituut (*KNMI*), Iirimaa Meteoroloogia Teenistus (*IMS*), Islandi Meteoroloogia Amet (*IMO*), Norra Meteoroloogia Instituut (*DNMI*), Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut (*SMHI*), Soome Meteoroloogia Instituut (*FMI*) ja Taani Meteoroloogia Instituut (*DMI*). Samuti osaleb uurimuslikus koostöös Prantsusmaa Ilmateenistus (*Meteo-France*) (Unden, 2000).

Eesti, Läti ja Leedu ilmateenistused kuuluvad nn. ettevalmistusgruppi, mis annab õiguse kasutada teatud HIRLAMi ennustusi. Kuna Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut teeb aktiivset koostööd FMiga, saadakse HIRLAMi prognoosid sealt.

HIRLAM-projekti osalevad riigid on operatiivse mudeli kohandanud vastavalt oma riigi suurusele ja omapärale, mistõttu iga liikmesriigi poolt kasutatav mudeli versioon erineb oluliselt teistes liikmesriikides kasutatavatest mudeli versioonidest. Antud uurimistöö tehti silmas pidades FMis kasutusel olevat HIRLAM versiooni, et uurida aluspinna lähedase kihi meretuulte prognooside usaldatavust ja täpsust. Antud prognoose läheb otseselt vaja Läänemerel kasvava ja kiireneva laevaliikluse otstarbeks. Samuti kasutatakse meretuulte prognoose sisendina lainemudelites (*WAM – Wave Model*) ning HIRLAM-mudelil aluspinna liikumishulga- ja soojusvoogude arvutamiseks.

## 2. Mudel

Käesolevas töös hinnati HIRLAM 4.6.2 Põhja-Euroopa versiooni (*ENO*), mille horisontaalne lahutusvõime on 0,2 kraadi ja vertikaalselt 31 taset, poolt välja arvatud tuulte prognoose.

Mudeli piirikihi parametrizeerimine põhineb Monin-Obuhovi sarnasusteorial (*MOS*). MOS eeldab, et aluspinnalähedases kihis allpool võrgustiku alumiste punktide taset, loetakse kõik turbulentsed vood kokkuleppeliselt kõrgusest sõltumatult konstantseteks (Savijärvi, 1994).

Antud HIRLAM versioonis parametrizeeritakse turbulentsust uue CBR (*Cuxart-Bougeault-Redelsperger*) turbulentsusskeemiga turbulentsse kineetilise energia (*TKE*) kaudu. TKE kasutatakse koos konservatiivsete muutujatega niiskete protsesside prognostilises võrrandis (Cuxart, 2000). CBR-skeemiga õnnestub tsükloneid varajases elutsükli faasis paremini täita, mistõttu ta parandab õhurõhu prognoosi teatud aladel nagu nt Skandinaavia mäestik, kus varem oli tsüklonite täitumisega probleeme.

Aluspinna karedus näitab aluspinna omadusi. Avatud mere puhul sõltub ta tuulekiirusest ning maapinna ja jää kohal on aluspinna karedus aja jooksul konstantne ehk muutumatu (Charnock, 1955).

Tuulekiiruse nagu ka temperatuuri ja niiskuse profiilid arvutatakse diagnostiliselt, kasutades kõige madalama mudeli taseme ja aluspinna piirikihi parameetreid, mille seas on ka aluspinna karakteristikud. Võrguruutudes, kus esineb nii merd kui maad, kasutatakse domineerivat aluspinna tüüpi (Tisler, 1999).

## 3. Vaatlused ja metoodika

Vaatluskohtadest valiti välja 4 vaatluskohta Soomes – Kålbagrund (31,8 m merepinnast), Kemi (26,0 m), Nahkiainen (31,6 m) ja Märket (20,0 m) ning 3 vaatluskohta Eestis – Kunda (11,7 m), Sõrve (14,8 m) ja Vilsandi (16,4 m) (joon. 1).

Vaatluskohtade iseloomustamisel esineb kaks erinevat mõistet – vaatlusjaam ja vaatlustorn. Vaatlusjaama all mõeldakse vaatluste tegemiskohta, mis paikneb kas rannikualal või saarel ja kõrgus on alla 25 m. Vaatlustorni puhul on tegemist vaatluskohaga, mis paikneb avameres ja mille kõrgus on üle 25 m.

Tuulevaatluste puhul tuli arvestada järgmiste tingimustega (Heiskanen, 1998).

1. Erinevate vaatluskohtade mõõteriistade kõrgus aluspinnast varieerub, samas kui rahvusvaheliselt on tuuleandmete mõõtmise kõrguseks antud 10 m aluspinnast.
2. Teatud suundadest puhuv tuul võib olla takistatud. Saared, puud, ehitised jne vähendavad mõõdetava tuule kiirust võrreldes tuule võimaliku kiirusega.
3. Erinevates vaatluskohtades tehakse vaatlusi erinevatel aegadel.
4. Vaatlustulemused esitatakse piiratud täpsusega. Näiteks omas Eesti vaatlusjaamades registreeritud tuulekiirus täpsust 1 m/s ja tuulesuuna täpsuseks oli 10°.

Vaadeldi perioodi 01.11.1999 - 31.01.2000. Valik langes antud perioodile, kuna selles ajavahemikus esinevad ilmastikutingimustes suuremad muutused, nagu suuremad tuulekiirused, lumikatte ilmumine, jää teke jne.



Joon. 1. Vaatluskohad.

Fig. 1. Observational sites.

Vaatlusandmetest kasutati kolme tunni keskmist tuulekiirust ja tuulesuunda. Neid võrreldi erineva pikkustega prognoosidega: 6, 12, ..., 48 tunnise prognoosiga.

Antud töös hinnati HIRLAM-mudeli poolt prognoositud tuulekiiruse ja suuna usaldatavust ja täpsust. Usaldatavuse all mõeldakse prognoosi keskmist kõrvalekallet mõõdetud väärtustest ehk süstemaatilist viga. Süstemaatiline viga näitab kas prognoosimisel on toimunud üle- või allahindamine. Usaldatavuse seisukohalt on prognoos ideaalne, kui prognoosi keskmine kõrvalekalle on võrdne nulliga või sellele lähedane. Prognoosi usaldatavus arvutati kasutades keskmise vea ( $ME$  – *mean error*) valemit (Course EuroMET, 1997)

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i), \quad (1)$$

kus  $N$  – prognooside arv;  $i = 1, \dots, N$ ;  $F_i$  – prognoositud väärtus;  $O_i$  – vaadeldud väärtus.

Prognoosi täpsus näitab üksikute prognooside ja vastavate mõõtmistulemuste keskmist kokkulangevust. Täpsuse määramiseks kasutati ruutkeskmist viga ( $RMSE$  – *root mean square error*) (Course EuroMET, 1997)

$$RMSE = \sqrt{\left( \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2 \right)}. \quad (2)$$

Prognoos on ideaalne, kui  $RMSE$  on võrdne nulliga.



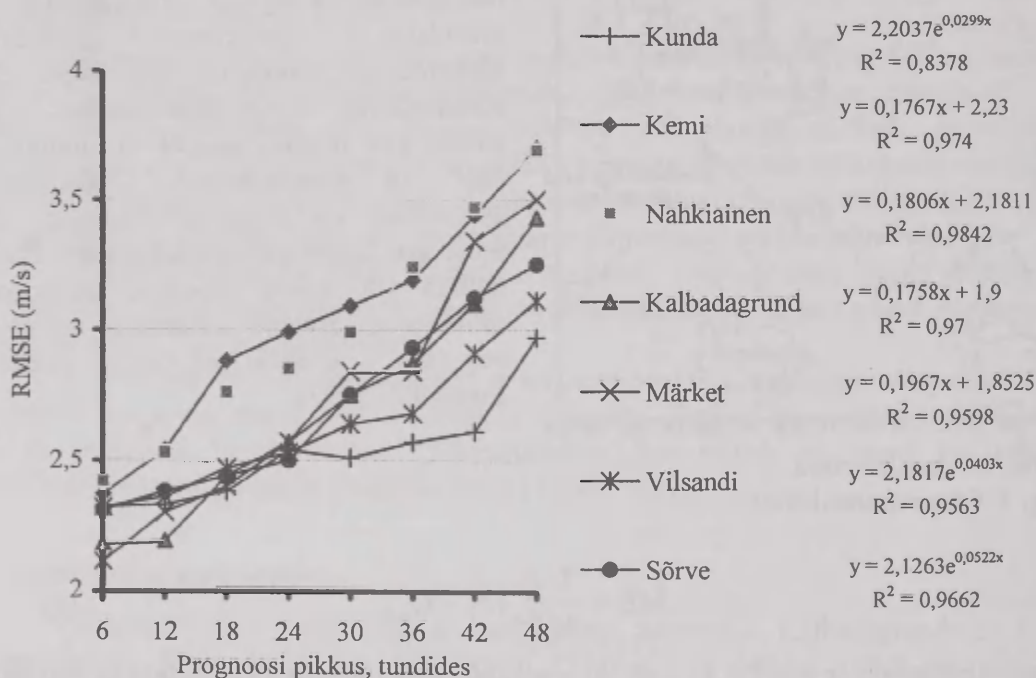
Mudeli- ja vaatlusandmeid võrreldi olenevalt vaatluskoha kõrgusest kas mudeli alumisel taseme kõrgusel (31 m aluspinnast) või interpoleeriti mudeli alumise taseme tulemused 10 m kõrgusele aluspinnast. Kuna antud töös kasutatavad Soome vaatluskohtade tuuleandurid olid kõrgemal kui 20 m, võrreldi nende tuuleparameetreid mudeli alumise taseme tuuleparameetritega. Eesti vaatluskohtade tuuleandurite puhul toimus võrdlus 10 m kõrgusel.

Et uurida lähemalt tuule kiiruse usaldatavust sõltuvalt suunast, võrreldi mudeli 6 tunnist prognoosi ja vaadeldud tuulekiiruseid erinevate tuulesuundade kaupa. Välja valiti klassikalised tuulesuunad - N, NW, W, SW, S, SE, E ja NE. Antud tuulesuunad jaotati omakorda kahte gruppi:

1. tuul puhub vaatluskoha suunas avamerelt;
2. tuul puhub vaatluskoha suunas mandrilt, saartelt või jääga kaetud aladelt.

#### 4. Tuule kiiruse ja suuna ruutkeskmise ja süstemaatilise viga

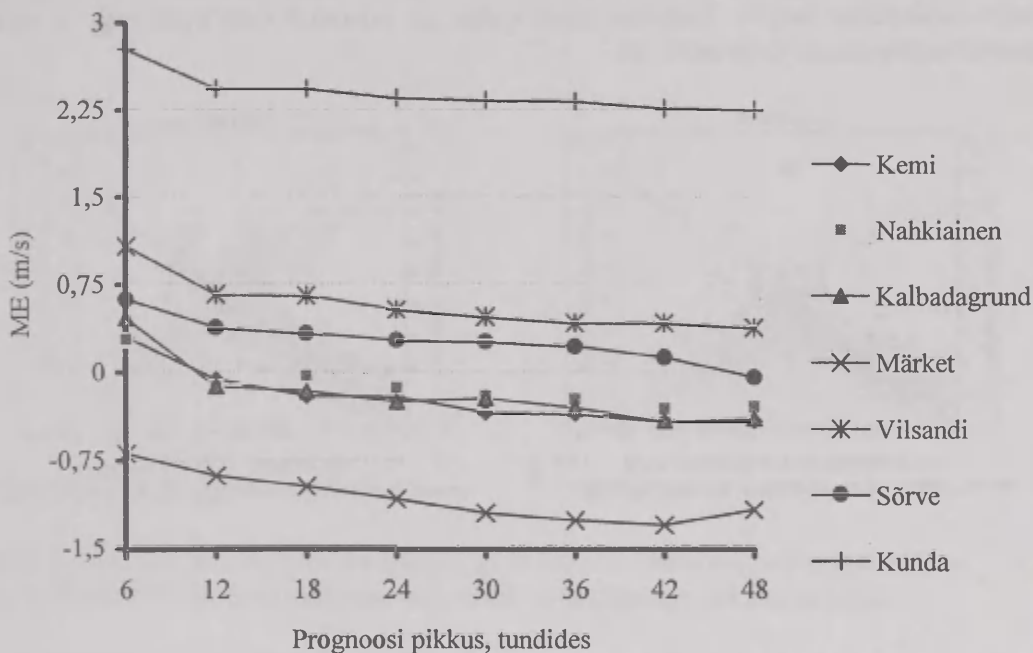
Prognoosi kestuse pikenedes tuule kiiruse prognoosiviga kasvab (joon. 2). Sealjuures võib Soome ja Eesti vaatluskohtade vahel märgata erinevust ruutkeskmise vea (RMSE) kasvus.



Joon. 2. HIRLAM tuulekiiruse prognooside ruutkeskmise viga (RMSE). Paremal on iga vaatluskoha jaoks esitatud sobivaim seosevõrrand ja korrelatsioonikoefitsient.

Fig. 2. Root mean square error (RMSE) of HIRLAM wind speed forecasts. On the right side is given the most appropriate trend equation and the correlation coefficient for each observation sites.

Soome vaatlustega võrreldes oli lühima 6 tunnise prognoosi puhul RMSE 2,1 m/s (Märket, Kålbadagrund) kuni 2,4 m/s (Kemi, Nahkiainen). Pikima 48 tunnise prognoosi puhul kasvas RMSE Märketi ja Kålbadagrundi puhul väärtuseni 3,5 m/s, Kemi ja Nahkiaineni puhul kuni 3,7 m/s. Eesti vaatlusjaamade korral oli lühima prognoosi puhul RMSE kõigi jaamade puhul keskmiselt 2,3 m/s. Pikima prognoosi puhul kasvas RMSE 2,9 m/s (Kunda) kuni 3,2 m/s (Vilsandi, Sõrve). Kõigi Eesti vaatlusjaamade puhul esines suhteliselt sarnane RMSE eksponentsiaalne kasv lühemate prognooside korral (kuni 24 tundi). Pikemate prognooside korral hakkas Sõrve ja Vilsandi RMSE kasv lähenema lineaarsele, samas kui Kunda puhul jätkus mittelineaarne kasv. Miks Eesti vaatlusjaamade puhul esines prognoosi pikenemisega RMSE selline kasv, tuleneb jaamade asukohast (eriti Kunda) ja/või nende madalamast kõrgusest võrreldes Soome vaatluskohtadega.



Joon. 3. HIRLAMi tuulekiiruse prognooside süstemaatiline viga (ME).

Fig. 3. Mean error (ME) of HIRLAM wind speed forecasts.

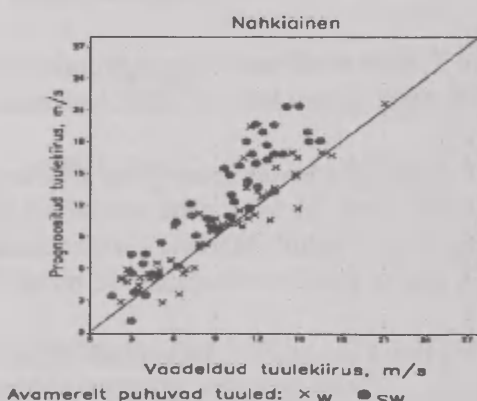
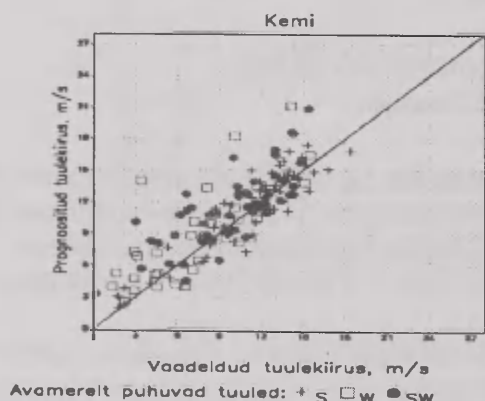
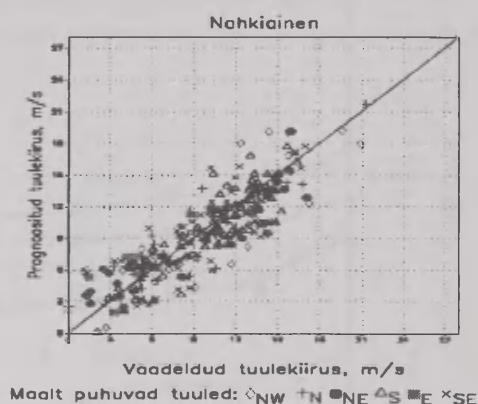
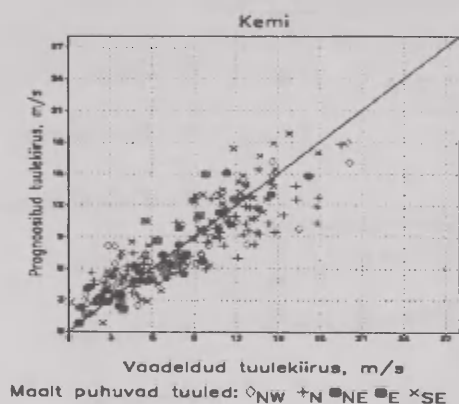
Võrreldes tuulekiiruse prognooside süstemaatilist viga (ME) sõltuvana prognoosi pikkusest (joon. 3), võib näha suhteliselt head vaatlusandmete ja prognooside ühildumist vaatlustornide puhul. Märketi vaatlusjaama puhul hindas mudel keskmiselt tuulekiirust - 1 m/s alla ja Eesti vaatlusjaamade puhul 0,5 m/s (Sõrve, Vilsandi) kuni 3 m/s (Kunda) üle.

Tuulte suundade võrdlemisel esines RMSE lühima 6 tunnise prognoosi korral 17° (Kålbadagrund, Märket) kuni 24° (Vilsandi, Kunda). Edasi kasvas RMSE vastavalt prognoosi pikkusele ning pikima 48 tunnise prognoosi korral oli RMSE 29° (Kunda) kuni 35° (Kemi). Ka tuulesuuna osas võib sarnaselt tuulekiirusega täheldada Eesti ja Soome vaatluskohtade vahel RMSE erinevat kasvu pikema prognoosi suunas.

Tuule suuna puhul loeti allahindamiseks seda, kui ennustatud tuulesuund asus võrreldes vaadelduga vastupäeva. Näiteks võib tuua juhtumi kui mudel ennustas põhjatuult, vaatluskoht registreeris aga kirdetuule. Mudeli 6 tunnise prognoosi korral esines kõigis vaatluskohtades süstemaatiline viga, mis avaldus allahindamise näol. Jättes nõrgema tuulekiirusega (<3 m/s) tuulesuunad kõrvale, täheldati tugevamate tuulte osas allahindamist, mis sõltuvalt vaatluskohast esines vahemikus  $-0,8^{\circ}$  (Kålbadagrund) kuni  $-8,5^{\circ}$  (Kunda). Ilmnes et tuulesuundade erinevus oli mudeli prognooside ja vaatlusandmete vahel väiksem vaatlustornides, samas kui vaatlusjaamade puhul esines vaatlustornidega võrreldes suurem kõrvalekalle allahindamise näol.

## 5. Tuulekiiruse usaldatavus ja täpsus erineva suunajaotuse korral

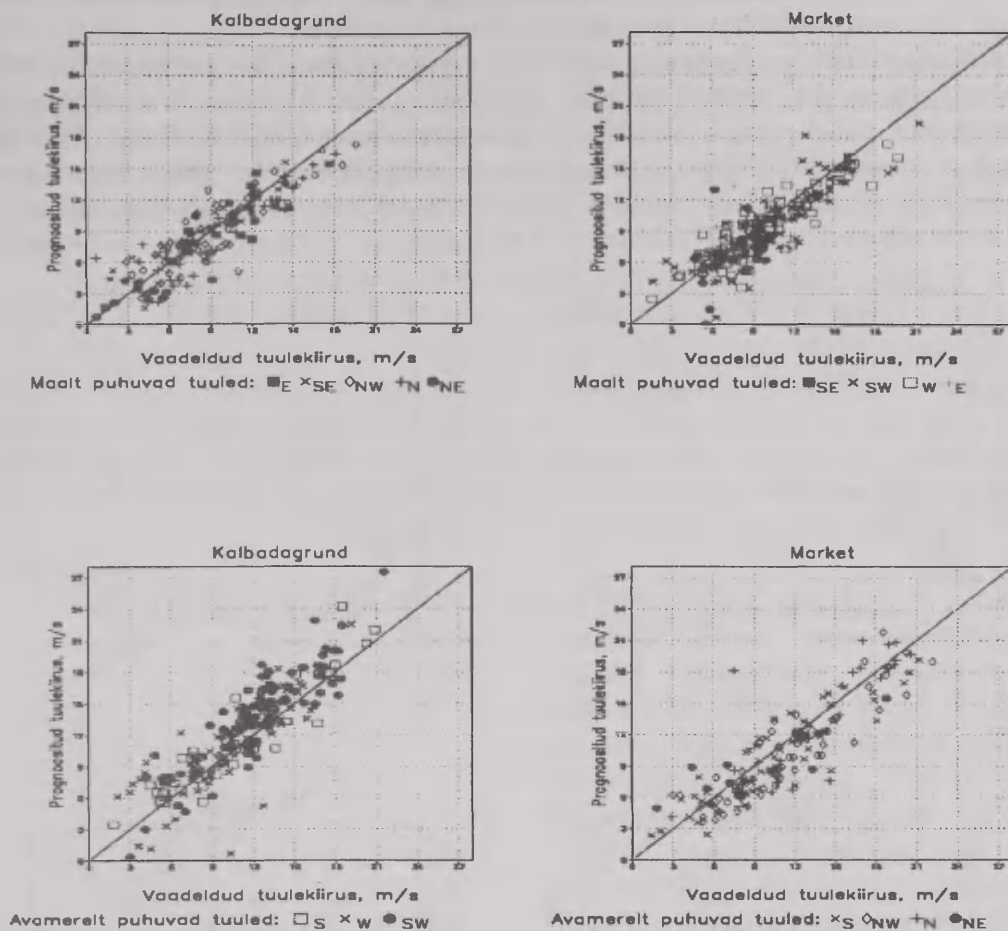
Järgnevalt on iga vaatluskoha jaoks eraldi analüüsitud tuulekiiruse usaldatavust erineva tuulesuuna korral. Tuulesuundade puhul on eristatud veel avamerelt ja maalt puhuvad tuulesuunad (joonised 4–6).



**Joon. 4.** Kemi ja Nahkiainenini maalt ja avamerelt puhuvate tuulte usaldatavus.

**Fig. 4.** Reliability of land and open sea winds in Kemi and Nahkiainen.





Joon. 5. Kålbadagrundi ja Märketi maalt ja avamerelt puhuvate tuulte usaldatavus.  
Fig. 5. Reliability of land and open sea winds in Kålbadagrund and Märket.

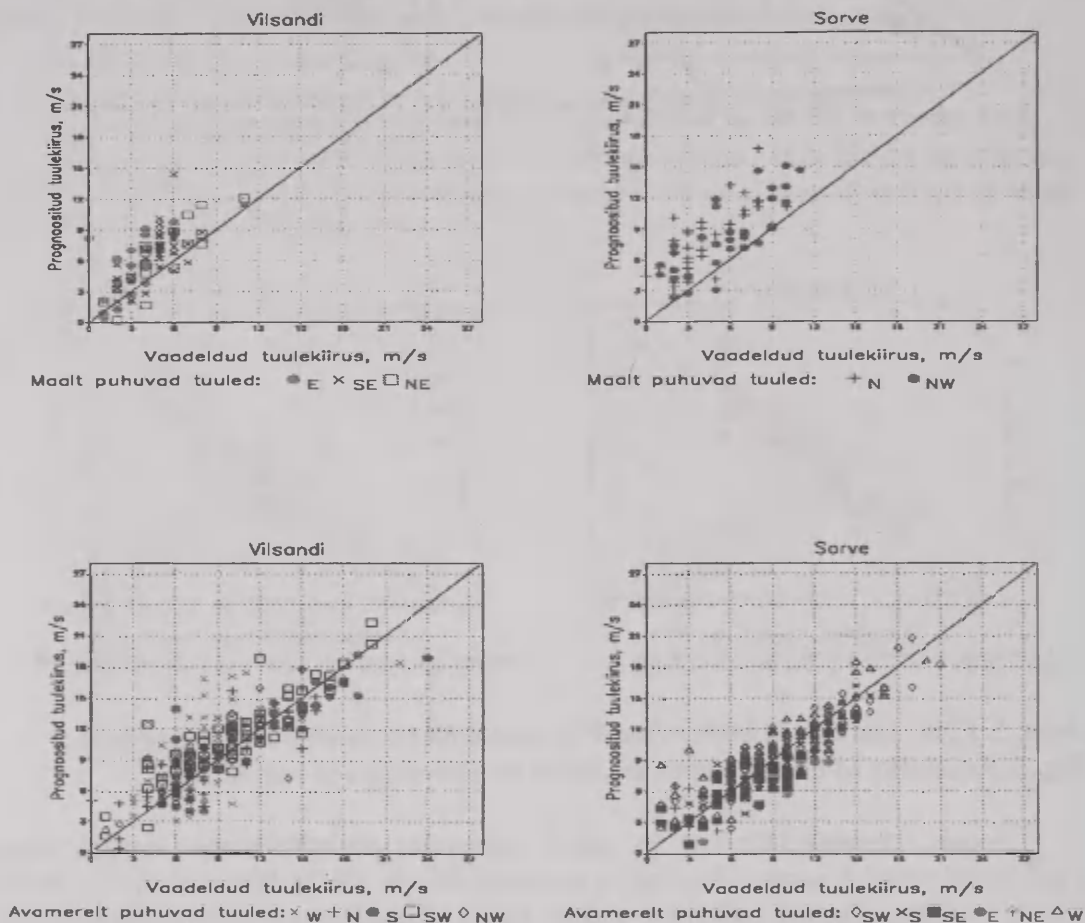
Seoses ranniku läheduse ja talvel esinevate jäätingimustega, eristati Kemi vaatlustorni puhul 3 avamerelt puhuvat tuulesuunda – S, SW ja W (joon. 4). Ülejäänud suunad arvestati maalt puhuvate tuulte hulka. Tuulekiiruse ülehindamine esines suundades, mis puhusid torni suunas avamerelt. Kemi vaatlustorni puhul ennustati avamerelt puhuvaid tuuli üle 0,4 m/s (S) kuni 1,6 m/s (SW). Maalt puhuvate tuulte osas ennustati nõrgemaid põhjatuule kiirusi üle ja tugevamaid tuuli (>6 m/s) kuni -1,2 m/s alla. Teiste maalt puhuvate tuulte korral suuremaid kõrvalekaldeid ei esinenud.

Nahkiaineni vaatlustornis valiti jäätingimuste ja mandri mõju tõttu avamerelt puhuvateks tuulteks W ja SW (joon. 4). Uurides Nahkiaineni ja mudeli tuulekiirusi erinevate suundade kaupa, ilmnes et avameretuultest hindas mudel edelatuult 3 m/s ja läänetuult 1 m/s üle. Maalt puhuvate tuulte osas märkimisväärsed erinevusi ei esinenud.

Kemi ja Nahkiaineni vaatlustornide puhul olid tuuleparameetrite hindamise juures segavaks teguriks jäätingimused, mida mudel ei suutnud õigesti hinnata. Jää olemasolul käsitleb mudel jäätunud alasid maana ja kasutab seal maismaa tingimustele vastavat tuuleprofiili. Juhul kui tegelikult jääd ei esine aga mudel ennustab selle olemasolu,

hinnatakse valesti ka tuuleprofiil, mistõttu mudeli poolt ennustatud tuuleparameetrid erinevad tunduvalt vaadeldud väärtustest.

Kälbagrundi vaatlustorni puhul valiti nendest suundadest puhuvatest tuultest avamerelt puhuvateks tuulteks suunad, kus esines ülehindamine (W, SW ja S). Kälbagrundi puhul toimus mandri- ja avameretuulte võrdlemisel (joon. 5) selge eristumine. Avamerelt puhuvate suundade korral esines pidevalt 0,7 (W ja S) m/s kuni 1,5 m/s (SW) ülehindamine. Mandrilt puhuvate tuulte korral võib märgata olenevalt kuust teatud allahindamist (NE ja N puhul -1 m/s).



Joon. 6. Vilsandi ja Sõrve maalt ja avamerelt puhuvate tuulte usaldatavus.

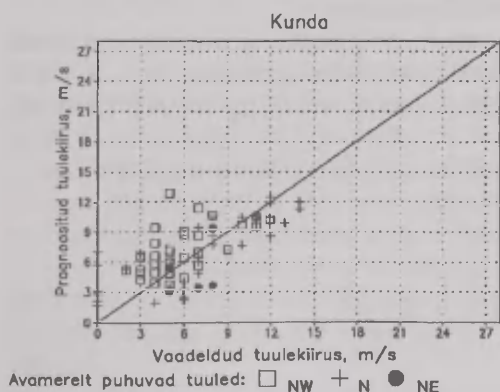
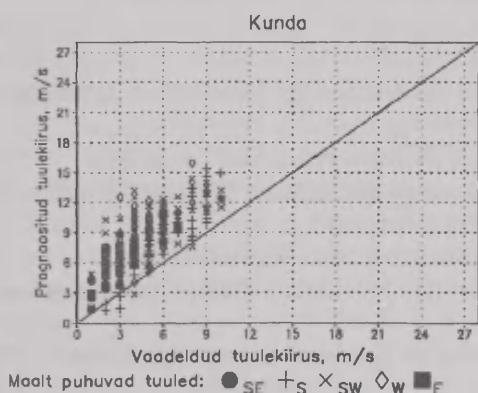
Fig. 6. Reliability of land and open sea winds in Vilsandi and Sõrve.

Märketi vaatlusjaama puhul loeti avamerelt puhuvateks tuulteks NE, N, NW ja S. Märketi puhul kaks erinevat suunatuüpi (mandri- ja avameretuul) eriti hästi ei avaldunud (joon. 5), kuna kõikide tuulesuundade puhul esines allahindamine (NW -1,3 m/s, teistes suundades vähem). Allahindamist võib seletada antud jaama asukohaga. Kuna Märket asub Ahvenamaa saarestiku ja Rootsi ranniku vahepealses kitsaskohas, siis mudeli seisukohast lähtudes on tegemist suhteliselt mandrilise jaamaga, mistõttu ennustatakse tuulekiirust tegeliku tuulekiirusega võrreldes nõrgemaks.

Vilsandi vaatlusjaama puhul loeti avamerelt puhuvateks tuulteks W, SW, S, N ja NW. Vilsandi puhul võime märgata teatud määral ülehindamist kõigis tuulesuundades, nii mandri- kui avameretuulte puhul (joon. 6). Suurem ülehindamine esines idatuule (2,3 m/s), lääne- ja kagutuule (1,8 m/s), kirdetuule (1,3 m/s) ning edalatuule (1 m/s) korral. Maatuulte (E, SE, NE) ülehindamise põhjuseks on Saaremaa suurem mõju Vilsandi jaamale kui mudel seda arvestab. Avameretuulte (W ja SW) ülehindamise põhjuseks võivad olla kohalikud põhjused nagu mingid takistused (saared, laiud) antud suunas või Vilsandi saare enda mõju tuuleandurile.

Sõrve vaatlusjaama puhul valiti avamerelt puhuvate tuulte suundadeks W, SW, S, SE, E ja NE. Sõrve andmete võrdlemisel prognoosidega eristuvad selgelt avamerelt ja maalt puhuvad tuuled (joon. 6). Maalt puhuvatest tuultest hindab mudel põhjatuult 4 m/s ja loodetuult 2,5 m/s üle. Avamerelt puhuvate tuulte korral esineb suurem allahindamine idatuule puhul, mida ennustati tegelikust tuulekiirusest nõrgemaks -2,5 m/s. Teistes suundades olid tuulekiiruse prognooside kõrvalekalded väiksemad. Sõrve jaama tuuleandurit mõjutab põhja- ja kirdesuunas Saaremaa, millega mudel arvestab liiga vähe. Idatuule puhul arvestab mudel liiga palju mandri mõjuga, mis põhjustab antud suunas allahindamist.

Kunda vaatlusjaama puhul valiti avamerelt puhuvateks tuulteks NW, N ja NE. Kui



võrrelda Kunda vaatlusandmete ja erinevate prognooside tuulekiirusi, siis andis mudel kahtlemata kõige viletsamaid tulemusi. Vaadates tuulekiirusi erinevate tuulesuundade kaupa, eristuvad siin selgesti mandrilt ja avamerelt (joon. 7) puhuvad tuuled. Selgus, et kõik maalt puhuvad tuuled hinnatakse üle, sealhulgas läänetuult 4,7 m/s, edela- ja idatuult 3,7 m/s, kagutuult 3,1 m/s ja lõunatuult 2,3 m/s. Merelt puhuvate tuulte osas avaldus ülehindamine loodetuule (1,5 m/s) ja allahindamine kirdetuule (-1,8 m/s) korral. Põhjatuule korral märkimisväärset üle- ega allahindamist ei esinenud. Mudeli poolne ülehindamine on seletatav sellega, et mudel ei arvesta antud kohas piisavalt mandri mõjuga ja kohalike takistustega (ehitised, mets). Kirdetuule allahindamise põhjuseks on aga eelneva väitega vastupidised põhjused e mudel arvestab antud suunas liialt seal tegelikult puuduvate takistustega.

Joon. 7. Kunda maalt ja avamerelt puhuvate tuulte usaldatavus.

Fig. 7. Reliability of land and open sea winds in Kunda.



## 6. Kokkuvõte

Tulemuste analüüsist selgus järgmist.

- 1) Erineva pikkusega tuulekiiruse prognooside võrdlemisel vaatlusandmetega (joon. 2), ilmnes Eesti ja Soome vaatluskohtade vahel erinev ruutkeskmise vea kasvamine.
- 2) HIRLAM andis vaatlustornide korral paremaid tulemusi (joon. 3). Mida rohkem oli vaatluskoht mõjutatud maa- või jäätingimustest, seda kehvemaid tulemusi mudel andis.
- 3) Tuulesuundade prognoosimisel esines kõigis vaatluskohtades süstemaatiline viga allahindamise näol. Süstemaatiline viga oli väiksem vaatlustornides (Kålbagrundis ME= -0,8°) ja suurem vaatlusjaamades (Kundas ME= -8,5°).
- 4) Mudel hindas vaatlustornide suhtes avamerelt puhuva tuulekiiruse ja Eesti vaatlusjaamade korral maalt puhuva tuulekiiruse üle. Näiteks hinnati Nahkiaineni vaatlustorni korral edalatuult 3 m/s (joon. 4) ja Kunda vaatlusjaama korral läänetuult 4,7 m/s üle (joon. 7).
- 5) Mudelis valesti hinnatud jäätingimused avaldasid tuulekiirusele ja suunale märkimisväärset mõju (Kemi, Nahkiainen).

## Kirjandus

- Ansper, I., 2001. HIRLAM-mudeli tuuleprognoosi hindamine ja kasutamine Läänemerel. Bakalaureuse töö, TPÜ.
- Charnock, H., 1955. Wind stress on a water surface. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 81, 639-640.
- Cuxart, J., Bougeault, P., Redelsperger, J.-L., 2000. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 1-30.
- Heiskanen, M., Frisk, M., 1998. End wind and wind speed corrections. Käsikiri FMIs.
- Holton, J.R., 1992. An introduction to dynamic meteorology. 3rd Edition. International Geophysics Series, Academic Press, San Diego, CA.
- NWP Course EuroMET, 1997. //www.Euromet.met.as.uk./Euromet/courses/english/nwp/n7100. EuroMET Consortium.
- Sass, B.H., Nielsen, N.W., Jorgensen, J.U., Amstrup, B., 1999. The operational DMI-HIRLAM system, 2nd rev. ed. DMI Technical report 99-21, Copenhagen.
- Savijärvi, H., 1994. Numerical Models of the Atmosphere. Lecture notes. Käsikirjaline arvutil toimetatud ja paljundatud loengukonspekt TÜ keskkonnafüüsika instituudis.
- Tisler, P., Fortelius, C., 1999. Verification of HIRLAM marine boundary layer winds. *Meri*, 40, 15-18.
- Unden, P., Cats, G., 2000. HIRLAM. The international HIRLAM project. //www.knmi.nl/hirlam.

## **Verification of HIRLAM Marine Wind Forecasts in the Baltic**

Ivar Ansper

*Estonian Meteorological and Hydrological Institute*

Carl Fortelius

*Finnish Meteorological Institute*

### **Summary**

This study deals with the verification of marine surface wind forecasts based on a numerical weather prediction system. Such forecasts are directly used by the shipping in the Baltic and serve as an input to wave models. The model data were extracted from the operational forecasts by the HIRLAM version 4.6.2 run at FMI with the horizontal resolution of 0.2 degrees and 31 levels. The surface parameterisation was based on the Monin-Obukhov theory of similarity, which assumes that the fluxes of momentum and heat are nearly constant with the height in the surface layer (Savijärvi, 1994). A prognostic equation for the turbulent kinetic energy was used together with conservative variables for the non-precipitating processes (Cuxart, 2000).

Over the open sea, the roughness length depends on wind speed, over the land and ice, roughness is constant in time. The profiles of wind speed, as well as temperature and humidity are diagnostically computed in the surface layer, using the data from the lowest level and the surface. In grid squares containing surface type are used (Tisler, 1999).

The observational data were gathered from the meteorological towers and stations. For this purpose 4 Finnish (Kålbådagrund, Kemi, Märket, Nahkiainen) and 3 Estonian (Kunda, Sõrve, Vilsandi) observational sites were chosen (Fig. 1). The wind data of the period of 01.11.1999 - 31.01.2000 were compared with the forecasts of different length. The wind parameters under observation were the 3-hour averages of wind speed and wind direction.

In assessing the forecasts, two different factors were computed: the forecasts reliability and accuracy. The mean error (ME) was used for reliability, and the root mean square error (RMSE) was used for accuracy. In analysing the wind speeds, the winds were divided into two groups by their distributions: winds blowing from the open sea, and winds blowing from the land, islands, ice-areas and so on.

The main conclusions were the following.

1. Comparison of the observed wind speed with forecasts allows to show different RMSE slopes of wind speed forecasts for the Finnish and Estonian sites (Fig. 2). The same tendency was discovered in wind directions. This might be caused by the site locations, their height from the sea-level, the model sea-land distribution and so on.

2. HIRLAM-model predicts wind speed and direction more reliably at the open sea areas. The best results occur at the towers (Kålbådagrund, Kemi, Nahkiainen). Quite small mean errors are found for Sõrve, surrounded at most sides by the sea (Fig. 3).

3. Underprediction up to 10 degrees of wind direction was discovered for all sites. It means that the model overestimates frictional turning. Therefore, the cyclones fill faster as compared with the real situation, and wind speed is also estimated wrongly. It is especially noticeable at the stations.

4. Model overpredicts the winds blowing from the open sea to the direction of the towers (Fig. 4–5). At the Estonian stations (Kunda, Sõrve, Vilsandi) the situation was opposite, the winds blowing from the land were overpredicted (Fig. 6–7).

5. Ice conditions forecasted wrongly by the model influenced strongly the prediction of wind speed and direction (Kemi, Nahkianen).

## Eesti tuule püsimuutlikkus

Teolan Tomson

Tallinna Tehnikaülikooli Eesti Energeetika Instituut

### 1. Sissejuhatus

Käesolev uurimus käsitleb Eestis valitseva tuule püsimuutlikkust, so ilminguid, mida võib kirjeldada perioodilise ja (või) statsionaarse juhusliku protsessina. Selle uurimuse kaugem eesmärk on selgitada võimalikke piiranguid tuule energeetilise ressursi kasutamisel elektri tootmiseks. Tuule kiirus  $u$  muutub kiiresti ja tänu mittelineaarsele seosele tuule kiiruse ja tuuleturbiini poolt arendatava võimsuse vahel viimase võimsus muutub teatud tuulekiiruste piirkonnas veelgi kiiremini. See asjaolu sunnib tuule kõikidesse dünaamilistesse omadustesse süüvima. Samas on raskuseks nende dünaamiliste protsesside sagedusspektri ülimalt lai ulatus (Burton *et al*, 2001): lahutades tuulekiiruse (igasugune andmereaga kirjeldatav protsess on matemaatiliselt esitatav harmooniliste komponentide summana) komponentideks, on tuulekiiruse kõrgemate sageduste periood suurusjärgus  $10^1$  s, madalama sageduse periood vähemasti  $3,1536 \cdot 10^7$  s, mis on parajasti üks aasta. Viimane arv ei tarvitse olla piiriks, sest allpool märgitud trendinähud võivad olla tegelikult tunnistuseks mingi hoopis pikema perioodiga ilmingust. Arvestades väljaande iseloomu püüab autor tehnilistele aspektidele võimalikult vähe ruumi anda ja käsitleda tuult kui loodusnähtust, kuid eelistades uurida tuult ikkagi saartel ja rannapiirkonnas, sest lõppeesmärki silmas pidades ei paku sisemaa kuigi suurt huvi.

### 2. Andmestikud

Töös on kasutatud erineva päritolu ja kvaliteediga andmestikke, mida kõige kokkuvõtlikumalt kirjeldab tabel 1. Kasutatud lühendid on järgmised: EEI – Eesti Energeetika Instituut; EMHI – Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut; ERL – Eesti Roheline Liikumine; FMI – Soome Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut (*Finnish Meteorological Institute*); TTÜ – Tallinna Tehnikaülikool; UNDP – *United Nation Developmend Project*; UÜ – Uppsala Ülikool<sup>1</sup>. Tegelikult on tuule monitore Eestis märksa rohkem, kuid osa neist on eraomand ja neid andmeid kasutada (veel?) ei saa. Muud kommentaarid andmestike ja mõõtepaikade kohta järgnevad vajaduse korral allpool.

### 3. Tuule aastane muutlikkus

Tuulekiiruste spektri madalsageduslik osa on määratud atmosfääri tsüklonaalsete protsessidega. *A priori* on teada, et Eesti talved on tuulisemad kui suved, seega peab eksisteerima aastase perioodiga komponent. Nii perioodilise, kui ka juhusliku osise väljaselgitamiseks arvutati nädala keskmiste tuulekiiruste alusel tuulekiiruse normeeritud autokorrelatsioonifunktsioonid (AKF) paikades, mida esitab tabel 2. Aluseks võeti EMHI

<sup>1</sup> Aastad ei tarvitse olla täisaastad, mõõtemonitori juriidiline omanik võib erineda väidetust



andmed aastaist 1991–2000 järgmiste kõrvalekaldumistega: Vilsandi andmerida algab novembrist 1991, Sõrve andmerida algab aastast 1995 (1994 on puudu) ja Kuressaare andmerida lõpeb juunis 2000. Nädala keskmiste tuulekiiruste näidisdiagramm on antud joonisel 1 Nigula kohta ja seda iseloomustab aastakümnnendi keskel valitsenud keskmisest tugevam tuul. Seetõttu on Nigula õigeks trendijooneks parabool, kuid trendi lineaarselt aproksimeerides on see väga nõrgalt negatiivne. Igal pool mujal on tuulekiiruse trend märkimisväärne ja negatiivne. Seda ei saa seletada mõõtepaikade metsastumisega, sest see on omane ka Soome lahe põhjakaldale ja isegi Aadria mere rannikule (Vučetić, 1999). Ilmselt on see kogu Euroopa atmosfääriseisundi muutumise tulemus.

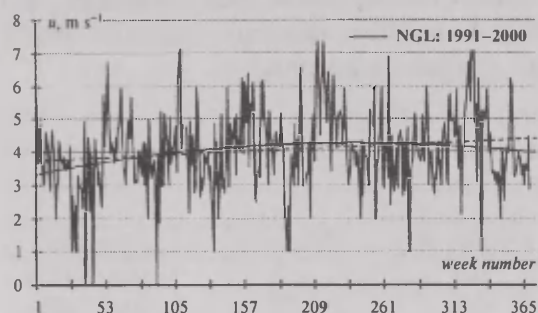
**Tabel 1.** Töös kasutatud andmestikud.

**Table 1.** Databases used in the work.

Päritolu	Asukoht	Lühend	Kõrgus, m	Ajasamm	Periood
EMHI	Vilsandi	VLS	~10	3 h	1992–2000
EMHI	Ristna	RST	~10	3 h	1991–2000
EMHI	Sõrve	SRV	~10	3 h	1995–2000
EMHI	Kuressaare	KRS	~10	3 h	1991–2000
EMHI	Pärnu	PRN	~20	3 h	1991–2000
EMHI	Virtsu	VRT	~10	3 h	1991–2000
EMHI	Nigula	NGL	~10	3 h	1991–2000
EMHI	Pakri	PKR	~10	3 h	1991–2000
EMHI	Kunda	KND	~10	3 h	1991–2000
EMHI	Jõhvi	JHV	~10	3 h	1991–2000
EMHI	Türi	TRI	~10	3 h	2000
EMHI	Tartu	TRT	~10	3 h	2000
FMI	Prangli	PRG	~30	1 h	1994
ERL	Harilaid (Hari Kurk)	HRL	20	10 min	1997–1998
			35		
EEI	Kihnu	KHN	50	10 min	1999–2001
			10		
TTÜ (UNDP)	Uulurand	ULR	27	10 min	2000–2001
			26		
			44		
			10		
			32		
UÜ	Näsudden (Gotland)	NSD	53	1 h	1987–1989
			75		
			97		
			118		
			145		

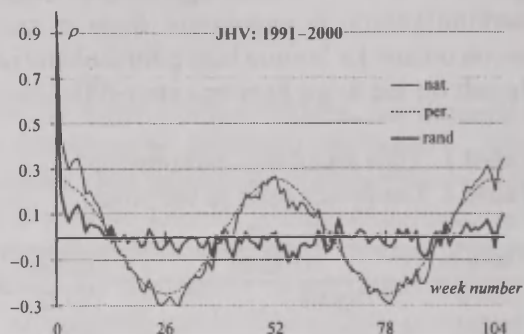
Joonisel 2 esitatakse näitena Jõhvi “aastane” normeeritud autokorrelatsiooni-funktsioon. Peene täisjoonega on kujutatud naturaalne AKF (“nat.”), punktiirjoonega selle perioodiline osis (“per.”) ja poolpaksu täisjoonega juhuslik osis (“rand”), mis jääb järgi, kui perioodilist osist naturaalsest AKF-st lahutada. Korrelatsiooniaeg  $\tau$  on ajaintervall, mille vältel juhuslik osis väheneb 2,3 (naturaallogaritmide alus) korda. Korrelatsiooniaeg näitab seda viidet, millal tuule kiirus mingil ajahetkel enam ei sõltu statistiliselt tema väärtusest eelmisel ajahetkel. “Aastase” AKF jaoks on korrelatsiooniaeg

kõikjal alla nädala ja seega võib pidada tõestatuks, et ühe aasta tuulerikkus või -vaesus ei mõjuta järgnevat aastat sugugi. Tabelis 2 on esitatud tuule aastane keskväärtus  $\mu_u$ , perioodilise osise amplituud  $A_u$  (suve ja talve keskmised tuulekiirused erinevad kahekordse amplituudi võrra) ja juhusliku osise ruutkeskmine hälve  $\sigma_u$ . Trendi iseloomustav arv  $\delta_u$  on keskmise tuulekiiruse muutus ühe aasta kohta.



**Joon. 1.** Nädala keskmiste tuulekiiruste diagramm Nigulas aastail 1991–2000.

**Fig. 1.** Weekly mean wind speed diagram for the Nigula site during 1991–2000.



**Joon. 2.** Tuulekiiruse aastane normeeritud autokorrelatsioonifunktsioon Jõhvis aastail 1991–2000.

**Fig. 2.** The annual autocorrelation function of wind speed at the Jõhvi site during 1991–2000.

**Tabel 2.** Tuulekiiruse aastast perioodilisust iseloomustavad parameetrid.

**Table 2.** Data characterising the annual periodical behavior of the wind speed.

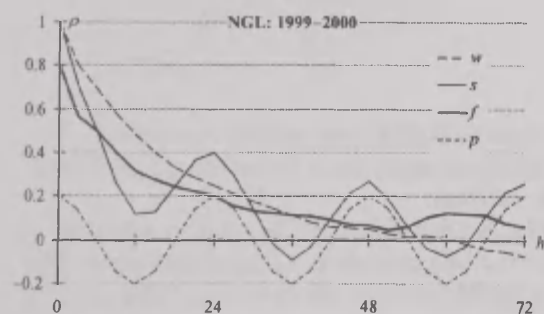
Mõõtepaik	Keskväärtus $\mu_u$ , $\text{m s}^{-1}$	Ruutkeskmine hälve $\sigma_u$ , $\text{m s}^{-1}$	Amplituud $A_u$ , $\text{m s}^{-1}$	(Aasta) trend $\delta_u$ , $\text{m s}^{-1}$
Vilsandi	6,38	1,73	0,67	-0,17
Ristna	3,98	1,39	0,54	-0,09
Sõrve	6,06	1,84	0,76	-0,09
Kuessaare	4,65	1,10	0,30	-0,09
Pärnu	3,48	1,08	0,38	-0,07
Virtsu	4,19	0,99	0,00	-0,05
Nigula	3,96	1,27	0,46	-0,01
Pakri	3,57	1,32	0,47	-0,18
Kunda	4,03	1,37	0,53	-0,06
Jõhvi	3,99	1,12	0,56	-0,03

Märkused on järgmised. Ristna asub rannamännikus. Merele on avatud vaid kitsas ( $\sim 30^\circ$ ) sektor SWW suunal, mistõttu mõõdetud tuulekiirused ei ole iseloomulikud Eesti saarte lääne-perimeetrile. Tuule perioodiline osis näib olema vähim Liivi lahe ümbruses, kuid miks see Virtsus hoopis null on, jääb arusaamatuks. Suuremale keskmisele tuulekiirusele vastavad ka suuremad tuulekiiruse juhuslikud hälbed. Kõik tabelis 2 toodud andmed kehtivad naturaalsele mõõtekõrgusele (Tabel 1).

#### 4. Tuule ööpäevane muutlikkus

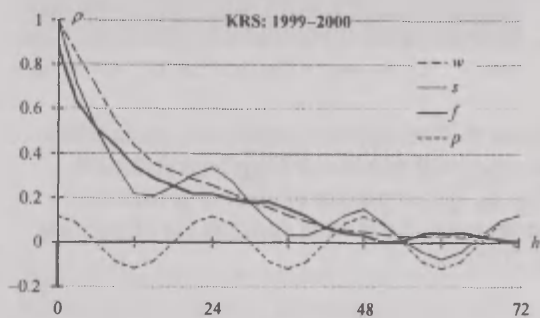
Tuule ööpäevane käitumine on määratud nii tsüklonaalse tegevusega kui ka kohalike termiliste protsessidega. Viimased määravad tuule ööpäevase perioodilise osise. Enne perioodilise osise lähemat käsitamist tuleb teha mõned sissejuhatavad märkused. Ka tuule ööpäevast käitumist on otstarbekas analüüsida korrelatsioonianalüüsi rakendades. Harilaiu, Kihnu (Tomson, Hansen, 2001) ja Näsuddeni erinevate kõrguste sünkroonseid andmestike kasutades tuleb tõdeda, et erinevate kõrguste tuulekiiruste “ööpäevased” AKFd on lähedased, eriti suurematel kõrgustel määratuna. Erineva ajasammuga  $t_s \in \{10 \text{ min}, 0,5 \text{ h}, 3 \text{ h}\}$  arvutatud AKFd langevad täiesti kokku. Korrelatsiooniaeg  $\tau$  on suurusjärgus 10 tundi (seega tõepoolest alla nädala!), ei sõltu mõõtepaigast, kuid sõltub nõrgalt (~30% võrra) aastaajast. Tuulekiiruse mõttes iseloomulikud sesoonid Eestis on “talv” (november–jaanuar) ja “suvi” (mai–juuli), mil tuule keskmine kiirus on suhteliselt jääv. “Kevadet” (veebruar–aprill) iseloomustab keskmise tuulekiiruse negatiivne ja “sügist” (august–oktoober) keskmise tuulekiiruse positiivne trend. “Ööpäevaste” AKFde arvutamisel on lineaarsed trendid alati välja filtreeritud. Eelnevast järeldub, et tuule ööpäevase perioodilise ja juhusliku osise analüüsimiseks piisab täiesti EMHI andmestikest, mis on väga pikaajalised ja seetõttu eelistatud.

Merel (Harilaid) ja väikesaartel (Kihnu, Prangli ja Vilsandi) on ööpäevane perioodiline osis maha surutud või puudub ajuti. Suurtel saartel, nagu Saaremaa (Kuressaare) ja Gotland (Näsudden)<sup>2</sup> esineb perioodiline komponent nagu rannajoonel või mandrilgi. Erinev olukord on Sõrves, mida kolmest küljest piirab meri. Sõrve Sääre pindala pole piisavalt suur ja seepärast Sõrve AKF sisaldab suveti vaid nõrgalt väljendunud perioodilise osise (Tomson, Hansen, 2001). Talveti ööpäevast perioodilist osist reeglina ei eksisteeri. Joonisel 3 on toodud Nigula ja joonisel 4 Kuressaare AKFd. Mõlemal joonisel on kasutatud järgmisi tähiseid:  $w$  – talve naturaalne AKF,  $s$  – suve naturaalne AKF,  $p$  – perioodilise osise AKF ja  $f$  – (välja filtreeritud) juhusliku osise AKF. Absoluutväärtused analüüsitud 1999–2000. a talve ja 2000. a suve kohta on esitatud tabelis 3.



**Joon. 3.** Tuulekiiruse (ööpäevane) normeeritud autokorrelatsioonifunktsioon Nigulas aastail 1999–2000.

**Fig. 3.** The (diurnal) autocorrelation function of the wind speed at the Nigula site in 1999–2000.



**Joon. 4.** Tuulekiiruse (ööpäevane) normeeritud autokorrelatsioonifunktsioon Kuressaares aastail 1999–2000.

**Fig. 4.** The (diurnal) autocorrelation function of the wind speed at the Kuressaare site in 1999–2000.

<sup>2</sup> Näsudden asub Gotlandi lõunatipul ~1–2 km kaugusel rannajoonest, kaardi järgi otsustades väheste metsasusega vahelduval maastikul. NNW–NNE suuna tuuled puhuvad üle kogu suure saare.

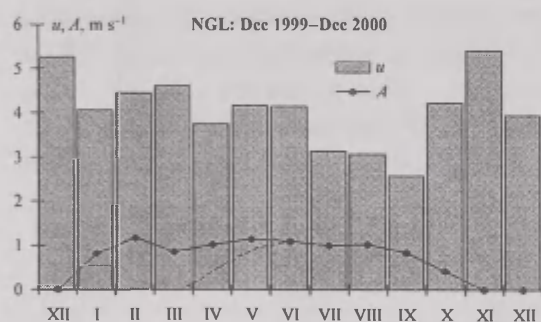


Joonisel 5 esitatakse Nigula perioodilise osise amplituudi  $A$  sõltuvus kuude lõikes koos samade kuude tuulekiiruse keskvärtusega  $u$ . Antud näide ei ole tüüpiline, kuid on selle eest õpetlik. Ööpäevane perioodiline osis eksisteerib tavaliselt kevadise ja sügise pööripäeva vahel (vt punktiirjoon joonisel 5), kuid näite varal saame teada, et ebatavalistes ilmastikuoludes (lumetu talv Läänemaal?) võib see esineda talvelgi. Samuti näeme näite varal, et suveti on sellel ööpäeval perioodilisel osisel kogu tuulekiiruse määramisel suur osakaal. Näiteks õhusaaste levikul peab seda kindlasti arvestama. Üldine seaduspärasus on see, et perioodiline osise amplituud suureneb rannalt mandrile (kuid seejuures tema radiaalne komponent hoopis väheneb), erineb aastati ja piir tema kõdumisega merel on hägune. Iseloomulik, et 1999. aasta päikeselisel suvel, mida tingisid arvukad kõrgrõhkkonnad, oli suhteline perioodiline osis võrreldes naaberaastatega suurem kogu Eesti rannajoonel ja selle läheduses.

**Tabel 3.** Tuulekiiruse ööpäevast perioodilisust iseloomustavad parameetrid.

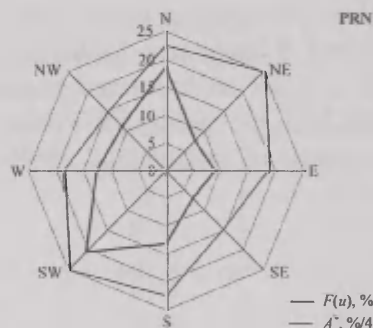
**Table 3.** Data characterising the diurnal periodical behaviour of the wind speed.

Meteoroloogiajaam	Sesoon	Keskvärtus $\mu_w$ $\text{m s}^{-1}$	Standardhälve $\sigma$ , $\text{m s}^{-1}$	Amplituud $A$ , $\text{m s}^{-1}$
Nigula	talv	4,97	2,81	—
	suvi	3,81	2,16	0,97
Kuressaare	talv	5,16	2,91	—
	suvi	4,07	2,16	0,75



**Joon. 5.** Tuulekiiruse (ööpäevase) perioodilise komponendi amplituud Nigulas aastal 2000.

**Fig. 5.** The amplitude of diurnal periodical component of the wind speed at the Nigula site in 2000.



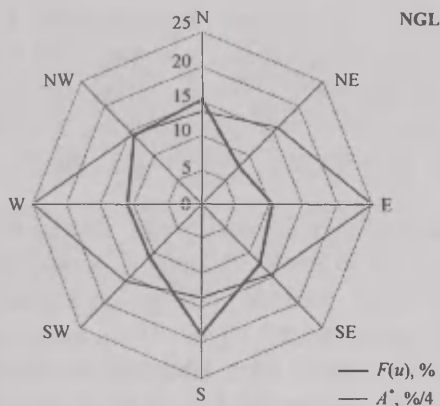
**Joon. 6.** Tuulekiiruse perioodilise osise suhteline amplituud  $A^*$  ja tuuleroos  $F(u)$  Pärnus suvel 2000.

**Fig. 6.** Distribution of the relative amplitude of periodical component  $A^*$  and the wind rose  $F(u)$  at the Pärnu site in the summer of 2000.

Kui perioodilisel osisel võib praktilist tähtsust olla, pakub kindlasti huvi ka tema amplituudi sõltuvus suunast. Käesolevas töös tehtut võib hinnata alles ligikaudse eeluurimisena, mis sätestab sellise uurimise metoodika. Ligikaudsus seisneb selles, et uuritud on piiratud arv kohti (Pärnu, Nigula, Jõhvi rannapiirkonnas ja Türi ning Tartu sisemaal) kahe suvekuu jooksul (2000. a juuni ja juuli) ning neljal suunateljel. Lühike vaatlusperiood 3 tunni ajasammu juures annab vaid piiratud arvu mõõtmisi (~480) ja

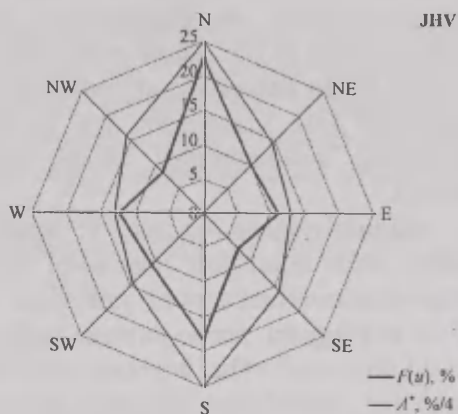
vähene suunatelgede arv nurgelise tuuleroosi kujundi. See, et tavalise kaheksa rumbi<sup>3</sup> asemel tarvitatakse nelja, tuleneb sellest, et perioodilisel osisel ei ole suunda. Tal on vaid suunatelg. Perioodilisel osisel on positiivne ja negatiivne poolperiood ja see, mis on positiivne poolperiood, näiteks N suunast, on sama, mis negatiivne poolperiood S suunast jne. Metoodika, mille alged on kirjeldatud (Tomson, 2001), on järgmine: tuul puhub igal järgneval mõõtmishetkel suvalisest suunast suvalise kiirusega. Seda hetkväärtust kirjeldab vektor, mida iseloomustab pikkus ja asimuut. Selle vektori jagame projektsioonideks valitud suunatelgedele, olgu need näiteks N, NE, E, SE. Igale suunateljele saame projektsiooni pikkust määravate arvude rea. Viimasele arvutame AKFi ja sellest määrame perioodilise osise amplituudi igale antud suunateljele. Nagu näeme, pole amplituudide jagunemine sugugi ühtlane ja ei tarvitse ühilduda ka tuulte sageduse diagrammiga (tuuleroos). Tulemus on esitatud joonistel 6–10. Esitatud on perioodilise osise suhteline amplituud  $A^*$ , so suhe (protsentides) kõige suurema amplituudi suhtes mingil suunateljel.  $F(u)$  on tuulte sagedus erinevatest suundadest, protsentides sama vaatlusperioodi vältel (so tuuleroos). Et diagrammid oleksid paremini loetavad, on  $A^*$  esitatud vähendatud maastaabis (%/4, so neljaga jagatuna).

Sellest analüüsist saab teha järgmisi järeldusi. Mere ääres või selle lähedal (Pärnu, Nigula ja Jõhvi) on perioodilise osise suunajaotus lähedane ellipsile, mille pikem telg on rannajoonega risti. Näib, et ka suurel järvel Peipsil on sarnane mõju (Tartu)<sup>4</sup>. “Puhtal” sisemaal (Türi) ei ole silmnähtavat eelissuunda. Selle ühe näite varal on veel vara järeldusi teha. Pärnus ja Jõhvis langeb perioodilise osise amplituudi maksimum ühte valitseva tuulesuunaga, Nigulas ei ole aga mingit seost. Kaldun arvama, et tsüklonaalsel tuulel on kohaliku tuule suunale vähene mõju või puudub selline hoopis.



**Joon. 7.** Tuulekiiruse perioodilise osise suhteline amplituud  $A^*$  ja tuuleroos  $F(u)$  Nigulas suvel 2000.

**Fig. 7.** Distribution of the relative amplitude of periodical component  $A^*$  and the wind rose  $F(u)$  at the Nigula site in the summer of 2000.

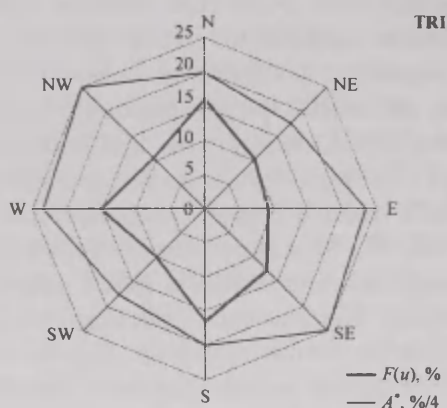


**Joon. 8.** Tuulekiiruse perioodilise osise suhteline amplituud  $A^*$  ja tuuleroos  $F(u)$  Jõhvis suvel 2000.

**Fig. 8.** Distribution of the relative amplitude of periodical component  $A^*$  and the wind rose  $F(u)$  at the Jõhvi site in the summer of 2000.

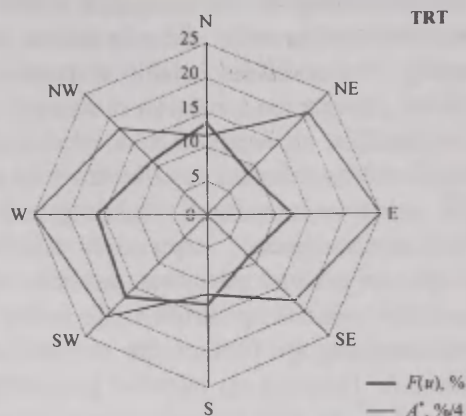
<sup>3</sup> Tuuleenergeetika alastes uurimustes kasutatakse sageli hoopis 12 “rumbi”.

<sup>4</sup> Või avaldab mõju Emajõe ürgorg, mis loob eeldused “tuulekoridorile”?



**Joon. 9.** Tuulekiiruse perioodilise osise suhteline amplituud  $A^*$  ja tuuleroos  $F(u)$  Türi suvel 2000.

**Fig. 9.** Distribution of the relative amplitude of periodical component  $A^*$  and the wind rose  $F(u)$  at the Türi site in the summer of 2000.



**Joon. 10.** Tuulekiiruse perioodilise osise suhteline amplituud  $A^*$  ja tuuleroos  $F(u)$  Tartu suvel 2000.

**Fig. 10.** Distribution of the relative amplitude of periodical component  $A^*$  and the wind rose  $F(u)$  at the Tartu site in the summer of 2000.

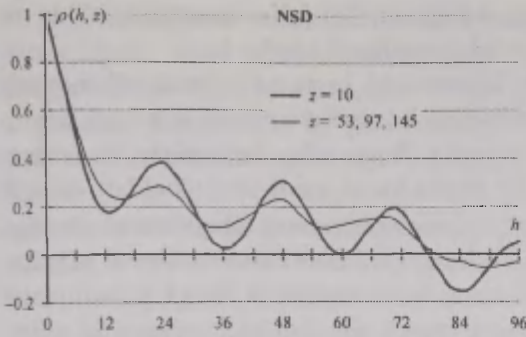
Briisid on tuule perioodilise osise erijuhud tsüklonaalse tuule puudumisel ja statistilises mõttes ei mõjuta tuulesituatsiooni üldse. Iseloomulik on see, et ühelgi juhul ei ole avastatud 12tunnise perioodiga komponenti, mis on näiteks iseloomulik temperatuurikõverale Eestis (Meister *et al*, 1994). Viimane viitas ööpäevase temperatuurikõvera ebasümmeetriale, mida tuule perioodilisel komponendil (*pro* kohalikul tuulel) ei ole. Tuule perioodilise osise faasi AKFga määrata ei saa, seda tuleb teha tunni kaupa keskmistatud ööpäevase kiirusdiagrammi abil (Põiklik, 1964). Eestis on perioodilise osise maksimum kell 14–15 kohaliku kella järgi, mis ühildub välisõhu temperatuuri maksimumiga. Mingit teist (öist) maksimumi statistilises mõttes ei eksisteeri.

Märkimisväärne on see, et tuule perioodiline osis haarab kõiki maalähedasi õhukihte, mida kontrolliti Näsuddeni näitel. Joonis 11 kujutab Näsuddeni normeeritud autokorrelatsioonifunktsioone juhuslikul suvisel nädalal. Jämeda joonega on kujutatud AKF 10 m kõrgusel, peene joonega keskmine AKF kõrgustel 53, 97 ja 145 m, kuna need erinevad omavahel vähe. Märkida tuleb seda, et antud näites 10 m kõrgusel prevaleerib perioodiline, suurematel kõrgustel aga juhuslik osis. Keskmise kõveraga ei saa aga esitada autokorrelatsioonifunktsioone CVF (*covariation function*, автокорреляционная функция), sest erinevate tuulekiiruste tõttu erinevatel kõrgustel erinevad need omavahel tunduvalt (joonis 12). Ka tuulekiiruse vertikaalne jaotus on muutlik.

## 5. Tuule vertikaaljaotuse muutlikkus

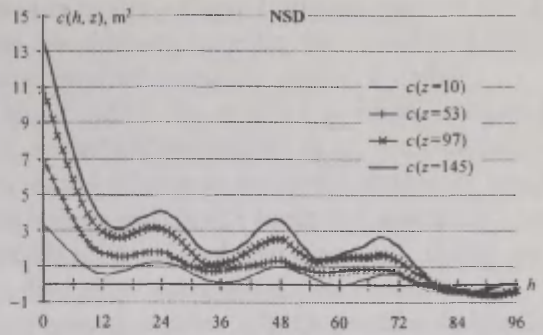
Maapinna kareduse tõttu pidurdub maalähedane õhukiht rohkem ja seepärast on suurematel kõrgustel  $z_2 > z_1$  tuule kiirus ootuspäraselt suurem. Seos on mittelineaarne ja maa lähedal on vertikaalne jaotus (tuulekiiruse epüür) järsem, stabiliseerudes koos kõrgusega.





**Joon. 11.** Tuulekiiruse normeeritud autokorrelatsioonifunktsioonid Näsuddenis erinevatel kõrgustel 10–145 m.

**Fig. 11.** Autocorrelation functions at the Näsudden site for different heights 10–145 m.



**Joon. 12.** Tuulekiiruse autokorrelatsioonifunktsioonid Näsuddenis erinevatel kõrgustel 10–145 m.

**Fig. 12.** Covariation functions at the Näsudden site for different heights 10–145 m.

Tuulekiiruse keskväärtuste epüüri käsitatakse teaduskirjanduses enamasti statsionaarsena. Seda kirjeldab teoreetiline sõltuvus, mille järgi tuule kiirus kõrgusel  $z$  on teoreetiliselt kirjeldatav (Petersen, 1995). Siin on siiski märgitud, et tõusvad õhuvoolud (suveti) moonutavad normaalset logaritmilist tuulekiiruste epüüri, mis seetõttu see on suvete lamedam. Tuule kiirus kõrgusel  $z$

$$u(z) = (u_*/k) \cdot \ln(z/z_0).$$

Siin  $u_*$  on nn hõõrdekiirus – sõltuv paljudest teguritest,  $z_0$  on väga laiades piirides (kuni  $10^4$  korda) muutuv pinnakareduse kõrgus ja  $k \approx 0,4$  nn von Kármáni konstant. Seda (ümber)arvutusvalemit rakendavad rahvusvaheliselt aktsepteeritud tuuleenergeetika projekteerimisprogrammid (WA<sup>5</sup>P, WindPro2 jne). Vaatamata kõigile arvesse võetavatele peensustele jääb tulemuse kvaliteeti määravaks siiski operaatori poolt subjektiivselt hinnatav  $z_0$  ja tulemuse kvaliteet sõltub tema kogemustest.

Sama epüür on aproksimeeritav ka nn Hellmani valemiga (De Renzo, 1982), mis annab praktiliselt kokkulangeva tulemuse

$$u_2 = u_1 \cdot (z_2/z_1)^{k_H}.$$

Siin  $u_1$  on tuntud (mõõdetud) keskmine tuulekiirus kõrgusel  $z_1$ ,  $u_2$  otsitav tuulekiirus kõrgusel  $z_2$ . Astendaja  $k_H$  on empiiriline nn Hellmani koefitsient  $0,1 < k_H < 0,5$ , mille oskuslikust valikust sõltub tulemuse kvaliteet (lähedus tegelikule väärtusele). Subjektiivsuse tõttu pole kummalgi arvutusmeetodil teineteise ees olulisi eeliseid ja tulemus saab olla vaid ligikaudne hinnang. Allpool tõestame, et ka see epüür on muutlik, mis rõhutab tuulekiiruse ümberarvutuste ligikaudsust. Tuulekiiruste jooksva (antud hetkel kehtiva) epüüri kohta ei saa midagi kindlat ütelda, sest see on ootuspäraselt oma kuju muutev.

Nii Harilaiu (mai–juuni 1998, ~8000 mõõtmist) kui ka Kihnu mõõtmised (mai–juuni 1999, ~7000 mõõtmist) osutasid, et tihedamini, kui võiks arvata, esineb maapinna lähedastes õhukihtides tuulekiiruse inversiooninähtusi, so olukordi, kui tuulekiirus madalamal osutub suuremaks. Harilaiu jaoks eristatakse inversioone kõrguste 20/35 m ja

35/50 m vahel, millised sageli ajaliselt ei kattugi. Üksikuid lühiajalisi inversiooninähte on raske kirjeldada, aga pikemad inversiooniperioodid on esitatud tabelis 4.

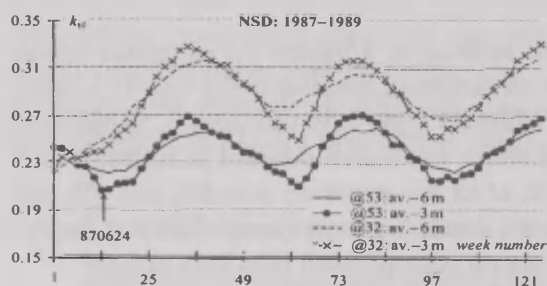
Tabel 4 väärrib järgmisi kommentaare. Inversiooni kestus Harilaiul, üheaegselt kõrgustel 20/35 ja 35/50 m, oli 5,5%. Tuule keskmine kiirus inversiooni ajal on Kihnule antud kõrguse 10 m ja Harilaiule kõrguse 35 m jaoks. Nagu näha, inversioon on omane tuule väikestele kiirustele ja suurim kiirus, mille juures inversiooni veel täheldati, oli  $6,9 \text{ ms}^{-1}$  (Harilaid, kõrgusel 35 m). Energiatoodangu suhtes inversioonil tähendust ei ole, aga see näitab, miks pole usaldusväärne hetkkiirusi keskmiste kiiruste kaudu määrata. Märkus “var.” asimuudi lahtris tähendab, et ilmselt eelistatud tuule suunda ei olnud. Kihnu jaoks tähendab asimuut 45/225 seda, et inversioon esines ainult siis, kui tuul puhus piki saart. Põigitse tuule puhul üle Kihnu saare lõunatipu, kuhu tuulemõõtejaam oli paigutatud, inversiooni ei täheldatud.

**Tabel 4.** Tuulekiiruse vertikaalse jaotuse inversiooninähud.

**Table 4.** Inversion of the wind speed vertical share.

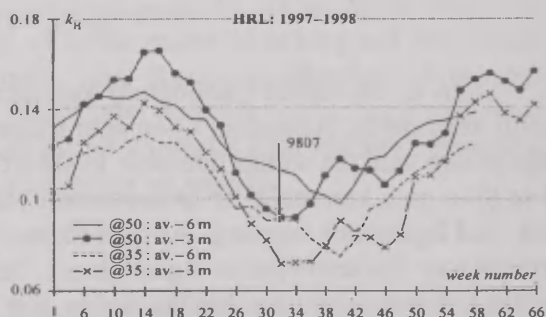
Vaatluskoht	Kestus kokku, %	Keskmine kestus, h	Maksimaalne kestus, h	Keskmine kiiruste vahe, $\text{ms}^{-1}$	Maksimaalne kiiruste vahe, $\text{ms}^{-1}$	Keskmine kiirus, $\text{ms}^{-1}$	Keskmine asimuut, kraadi
KHN 10/27	3,7	3,1	7,7	0,16	0,43	2,2	45/225
HRL 20/35	10	2,7	9,1	0,54	1,4	3,1	var.
HRL 35/50	12,4	4,3	18,3	0,37	0,73	3,6	var.

Paraku muutub keskmise tuulekiiruse epüür perioodiliselt, vähemasti siis, kui keskmise määramiseks kasutame lõplikku ajaintervalli. Seda nähtust uuriti Näsuddeni ja Harilaiu näitel epüüri mittelineaarsust kirjeldava Hellmani koefitsiendi  $k_H$  suhtes. Metoodika oli järgmine: Erinevatel kõrgustel mõõdetud tuulekiirused keskmistati kas 6kuulise või 3kuulise “akna” ulatuses, kusjuures aken liikus kahe nädala pikkuse sammuga piki andmestikku. Andmestiku pikkuseks oli Näsuddenis 3 aastat, Harilaiul pisut vähem kui kaks aastat. Madalamalt kiiruselt arvutati tagasi kõrgema mõõtepunkti vastav arvutuslik keskmine kiirus, sobitades iteratiivselt iga sammu kohta “paraja”  $k_H$ , sellise, mille puhul arvutuslik ja tegelik keskmine tuulekiirus langesid kokku mitte suurema veaga, kui  $0,001 \text{ ms}^{-1}$ . Tulemus on esitatud joonistel 13 ja 14.



**Joon. 13.** Hellmanni koefitsiendi perioodiline muutlikkus Näsuddenis.

**Fig. 13.** Periodical variability of the Hellmann's coefficient at the Näsudden site.



**Joon. 14.** Hellmanni koefitsiendi perioodiline muutlikkus Harilaiul.

**Fig. 14.** Periodical variability of the Hellmann's coefficient at the Harilaid site.

Tuulekiiruse keskmist epüüri määrav tegur muutub aastase perioodiga peaaegu sinusoidselt, selle juhuslik komponent on ilmselt palju väiksem tema perioodilisest komponendist. Analüüsi tulemusest saab järeldada seda, et mida pikem on keskmistamise aeg, seda väiksem on  $k_H$  perioodilise muutuse amplituud. Kasutades lõpmata pikka andmerida, on ilmselt pädevad kirjanduses soovitatud epüüri mittelineaarsust määravad tegurid ( $z_0$  ja  $k_H$ ). See pädevus on aga küsitav arvutuslikult määratava energiasisalduse suhtes: suveti tuule madala keskmise kiiruse juures keskmise koefitsiendiga arvutatud energia (suuremal) tehnilisel kõrgusel kujuneb ülehinnatuks, talvel aga alahinnatuks. Analüüsist järgneb veel, et tuulekiiruse tegelik epüür on vähemasti madalate kõrguste  $z < 20$  m juures mittelineaarsem, kui kumbki tunnustatud arvutusvalem seda kirjeldab. Ainult tõusvate õhuvooludega avastatud tuulekiiruste epüüri muutlikkust seletada on raske, kuna ööpäevase perioodilise komponendi puudumine merel (Harilaiul) viitab tõusvate õhuvoolude puudumisele. Ilmselt tuleb suuresti mängu lainevälja poolt põhjustatud mere kareduse muutus. Karedus on suurem, kui tugevamate tuultega talveperioodil valitseb suurem lainetus ja vastavalt sellele kujuneb ka tuulekiiruste epüür kõveramaks ( $k_H$  on suurem). Joonistel avaldub ka üks seni seletust leidmata vastuoksus: Näsuddenis vajab kiiruse ümberarvutus kõrguselt 10 m kõrgusele 53 m väiksemat  $k_H$  kui arvutus kõrguselt 10 m kõrgusele 32 m. Harilaiul on asi vastupidi: seal vajab kiiruse ümberarvutus kõrguselt 20 m kõrgusele 50 m suuremat  $k_H$ , kui arvutus kõrguselt 20 m kõrgusele 35 m. Hellmanni koefitsiendi  $k_H$  muutlikkus on omane ka Uuluranna ja Kihnu mõõtepaikadele, kuid autori kasutuses pole piisavalt pikki andmestikke nende mõõtetulemuste analüüsiks võrreldaval tasemel.

## 6. Kokkuvõte

Tuul Eesti saarestikus ja rannikul on muutlik mitte ainult hetkväärtuste, vaid ka keskväärtuste plaanis, sisaldades nii perioodilist kui ka juhuslikku osist. Need muutlikkused on käesolevas töös kirjeldatud ja nende suurus hinnatud. Tuulele on omased ka juhumuutlikkuse ilmingud nagu tuulefronidid, -puhangud ja -vaibed. Nende uurimise meetodika erineb käesolevas töös kasutatust ja leiab käsitamist mõnes järgmises kirjutises. Töö Eesti tuule dünaamika tundmaõppimiseks jätkub, leides eelolevatel aastatel osalist toetust ETF grandilt number 5051.

## Kirjandus

- Burton, T., Sharpe D., Jenkins, N., Bossany, E., 2001. Wind energy (Handbook). John Wiley & Sons Ltd. Chichester–Toronto.
- De Renzo, D., 1982. Vetroenergetika. Moskva, Energoatomizdat.
- Meister, A., Pajumets, E., Tomson, T., 1994, Välisõhu temperatuuri muutuste perioodilisusest. Tehnika ja Tootmine, 2, 14–15.
- Petersen, E.L., Landberg, L., Mortensen, N.G., 1995. European wind atlas, Vol II. Risø NL, Roskilde, Denmark.
- Põiklik, K. (toim.), 1964. Üld- ja agrometeoroloogia. Eesti Raamat, Tallinn.
- Tomson, T., Hansen, M., 2001. Seasonal wind stability on the West Estonian coast. Proc. Estonian Acad. Sci. Eng., 7, 212–221.
- Tomson, T., 2001. Periodical component of the West Estonian wind. Proc. Estonian Acad. Sci. Eng., 7, 50–57.



Vučetić, V., 1999. Wind variability and wind energy potential estimation in Croatia. Wind Energy Conference, 1–5 March 1999, Nice, France, Proc., 132–135.

## **Steady-State Variability of the Estonian Wind**

Teolan Tomson

*Estonian Energy Research Institute, Tallinn Technical University*

### **Summary**

Under the steady-state variability we mean the phenomena, which can be described as periodical or stationary random processes.

The paper is devoted to the analysis of the dynamical behaviour of wind speed on the Estonian western archipelago and the coastal line where the energy resource of the wind may in principle be utilized. The said dynamical behaviour consists of a periodical component and a random component, both having a wide frequency range. The yearly and diurnal processes are measured and described after having been analysed by the correlation method. First, the dependence of the amplitude of the local periodical wind on its azimuth has been established. On the coast, its distribution is elliptical with the longer diameter perpendicular to the costal line. The yearly periodical character of the mean vertical wind speed share has been proved as well.

## Tuuled Tallinna lahel

Sirje Keevallik

*Tallinna Tehnikaülikooli Meresüsteemide Instituut*

### 1. Sissejuhatus

Möödunud aastal algatasid Keskkonnaministeerium ja Keskkonnainvesteeringute Keskus uurimisprojekti, mille eesmärgiks oli laevaliikluse purustava mõju väljaselgitamine Viimsi poolsaare, Aegna ja Naissaare randadele. Nimelt oli olemas arvamus, et kiirlaevade kasutuselevõtmine on intensiivistanud rannapurustusprotsesse. Seetõttu on oluline eristada laevade tekitatud lained looduslikest, tuule tekitatud lainetest ja võrrelda neid omavahel. Looduslike lainete hindamiseks ja lainetuse modelleerimiseks on tarvis tunda tuulerežiimi Tallinna lahel.

Mõningase ülevaate Tallinna ümbruse tuultest leiab Tallinna kliimat kirjeldavast koguteosest (Klimat Tallina, 1982). Vaatluste põhjal Ülemistel aastatel 1946–1964 järeldatakse, et Tallinnas valitsevad lõunakaarte tuuled (kagust edelani). Neist ilmakaartest puhuvad aasta lõikes peaaegu pooled tuuled. Talvel on kõige tõenäosemad kagu- ja lõunatuuled, alates aprillist pöörab osa tuuli edelasse. Soojal aastaajal on üsna sagedased kirdetuuled, mis aprillist augustini moodustavad kõikidest tuultest umbes veerandi. Suvel kasvab märkimisväärselt ka läänetuulte korduvus, nii et tuuleroosil on mõnevõrra väljavenitatud kuju.

Tuule kiirus aastatel 1946–1964 oli keskeltläbi 5,4 m/s, aastatel 1965–1977 aga 4,6 m/s. Viidatakse asjaolule, et selline tuule kiiruse vähenemine võis olla tingitud mõõteriista vahetusest.

Käesolevas töös sai Tallinna lahe tuulte esialgseks analüüsiks välja valitud 3 meteoroloogiajaama, mille andmestik on käesolevaks ajaks digitaliseeritud. Need jaamad on

- Tallinn-Ülemiste (59°25'N, 24°48'E), 1966–1980 aprill,
- Tallinn-Harku (59°23'54"N, 24°36'15"E), 1980 mai – 2000,
- Naissaar (59°23'54"N, 24°36'15"E), 1966–1990.

Klimatoloogilisel analüüsil nõutakse harilikult, et andmestikud esindaksid sama perioodi. Käesolevas töös ei ole see põhimõttelise tähtsusega, sest töö eesmärk oli saada ettekujutus tuulerežiimist Tallinna lahel esimeses lähenduses. Edaspidi tuleks

- taotleda andmete kättesaamist Tallinna lennumeteoroloogiajaamast, mis jätkab Ülemiste vaatlusrida teise organisatsiooni raames;
- digitaliseerida paberil olev andmestik mõõtmistest Tallinna sadamas;
- digitaliseerida nn olümpia-eelsel ajavahemikul (1975–1980) teostatud tiheda ajalise-ruumilise sammuga mõõtmised Tallinna lahel ja selle ümbruses (Paljassaare, Aegna, Rohuneeme).

### 2. Vaatlusajad

Aastatel 1966–1991 toimusid vaatlused kaheksa korda ööpäevas: 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 Moskva ajas (II ajavööndi talveajas koos dekreetunniga, mis oli kolm

tundi Greenwichi ajast (GMT) ees. 1989. a märtsi lõpul mindi Eestis üle kohalikule ajale, mis ühtis II ajavööndi suveajaga (vahe GMTga kolm tundi) ja vastas Moskva talveajale. Oktoobrist viidi sisse Eesti kohalik talveaeg (üks tund taha), kuid vaatluste tegemisel ja ülesmärkimisel lähtuti siiski 1991. aastani Moskva ajast. 1. jaanuaril 1992 mindi vaatluste tegemisel ja ülesmärkimisel üle GMTle, mis on Eestis kohalikust suveajast kolm tundi ja talveajast kaks tundi taga. Vaatluste standardsed ajad võrreldes varasemaga ei muutunud. Meteoroloogilise ööpäeva piiriks jäi 18 GMT ja vastavalt sellele ööpäeva esimeseks vaatlustähtjaks 21 GMT ja viimaseks 18 GMT.

### 3. Mõõteriistad

Ülemistel mõõdeti tuule suunda ja kiirust 1961–1972 kerge ja raske plaadiga tuulelipuga, mis asus 11 m kõrgusel. 1964. a võeti maha raske plaadiga tuulelipp ja selle asemele seati üles tuulemõõtur M-63M, kõrgusega 10,7 m. Suund määrati kuni 1976. aasta oktoobrini 16 rumbi süsteemis, alates 1976. aasta novembrist 10□ täpsusega. Kiirus on antud m/s. Vaatlusrida lõpeb 1980. aasta aprillis.

Harku vaatlused algavad 1980. aasta mais. 1980–2000 mõõdeti tuule suunda ja kiirust anemorumbomeetriga M-63M-1 10 m kõrgusel. Alates 1997. a kasutatakse Vaisala tuulemõõturit WAD 21M 10 m kõrgusel. Suunda mõõdetakse 10□ täpsusega ja kiirust m/s.

Naissaarel oli 1961–1975 suuna ja kiiruse mõõtmiseks kasutusel kerge ja raske plaadiga tuulelipp 13,3 m kõrgusel ning tuuleregistraator M-49, mis võeti kasutuselt maha 1970. aastal. 1975–1981 kasutati kerge ja raske plaadiga tuulelippe, mõlemad 12 m kõrgusel. Suunda mõõdeti 16 rumbi süsteemis ning kiirust m/s. 1981–1993 oli kasutusel anemorumbomeeter M-63, mis oli 10 m kõrgusel. 1986. a paigaldati anemorumbomeeter M-63M-1. Alates 1990. aasta märtsist hakati suunda mõõtma 10□ täpsusega.

### 4. Vaatluste eritingimused

Ülemiste jaam asub Tallinna lennuväljal, 3 km kaugusel Tallinna lahest, 39 m kõrgusel merepinnast. Ümbritsevad hooned ja võsa piiravad oluliselt jaama avatust, mis on mõnevõrra suurem kagu-lõuna-edela suunas ja väiksem põhja-kirde suunas. Siit võib tuleneda põhjus, miks Tallinna kliimat kirjeldavas koguteoses (Klimat Tallina, 1982) on saadud tulemus, et Tallinnas puhuvad tuuled valdavalt lõunakaartest – kagust edelani.

Harku aeroloogiajaam asub Tallinna lääneservas Põhja-Eesti platool 33 m kõrgusel merepinnast. Jaamast 2,5 km kaugusel kirdes paikneb Väike-Õismäe elamurajoon. Jaama avatust see oluliselt ei mõjuta, kuna asub jaamast tunduvalt madalamal – Harku tasandikul. Vaatluskohast 50 m kaugusel põhjaloode suunas kulgeb Tallinn-Paldiski maantee ja selle taga 30 m kaugusel kasvab paralleelselt teega segametsariba, mille läbimõõt on umbes 50 m ja mis on kasvanud viimase 10 aastaga 10–12 m kõrguseks. Sellega koos on kasvanud ka meteoväljaku varjatus loode ja põhja suunas.

Naissaare jaam asub saare põhjatipus, peaaegu veepiiril, 2 m kõrgusel merepinnast. Naissaare põhjarannik on edelast kirdeni avatud. Teistes suundades varjab mets oluliselt tuult.

Naissaare vaatlused on ebatäielikud. Ainult osa vaatlusaegu oli kasutusel perioodidel juuli – oktoober 1972, jaanuar – märts 1973, veebruar, november – detsember 1974, jaanuar, september, november 1975, veebruar – oktoober 1976, juuni – september



1977, detsember 1978, jaanuar – juuni 1979, oktoober – detsember 1989, jaanuar – aprill 1990, september – detsember 1991. Andmetabelid puuduvad järgmistel kuudel: jaanuar 1976, september – detsember 1985, jaanuar 1986, juuni 1987, veebruar 1989, mai ja november 1991.

## 5. Andmete korrastamine

Tallinna lennumeteoroloogiajaama vaatlusrida Ülemistel algab käesolevas töös 1966. aastal. Tuule suunda registreeriti esialgu 16 rumbi kaupa. 1976. a oktoobris alustati registreerimist 10kraadise täpsusega. Nii kestis see kuni 1980. aastani. Perioodil 1966–1980 on tehtud 41866 vaatlust. Andmestik oli korrektne, ent vajas ühtlustamist.

Harku aeroloogiajaamas alustati vaatlusi 01.05.1980. Perioodil 1980–2000 on tehtud 60400 vaatlust. 390 juhul on suund määramata. Need juhud on andmetööstusest välja jäetud. 63 juhul oli tuule suund võrdne nulliga, kuid kiirus oli suurem nullist. Need juhud täpsustati fondis olevate vaatluspäevikute abil. Sageli selgus, et vaateleja oli suuna 360° asemele kirjutanud 0°, mis tähendab tuulevaikust. Sellistel juhtudel said vead andmestikus parandatud.

Naissaare meteoroloogiajaamas algab käesolevas töös kasutatav andmestik aastal 1966. Vaatlused lõpetati aastal 1991. 1990. a märtsis mindi üle tuule suuna registreerimisele 10° kaupa. Kuna oluliselt pikema perioodi jooksul on mõõtmisi teostatud tuulelipuga, siis on andmed võetud vahemikust 01.01.1966–01.02.1990. Vaatluse alla võetud ajavahemikul on vaatluste arv 65150.

Andmetes oli 60 juhtu, kus tuule suund oli null, kuid kiirus suurem nullist. Need juhtumid said üle kontrollitud fondis olevate kuukirjade abil. Et seal esines sama vastuolu, siis on nimetatud andmed tööstusest välja jäetud. Välja jäeti ka juhud, kus tuule suund oli suurem kui 360°.

Arvukalt esines arusaamatuid tuule suunda tähistavaid koode 4 ja 22. Fondis olevate andmete uurimine näitas, et erinevatel perioodidel olid vaatelejad tuule suuna 45° koodiks pannud kord 4, kord 5. Samamoodi oli suunal 225° kaks koodi – 22 ja 23. Niisuguseid vigu esines ajavahemikul 1971 august – 1989 september ja need said parandatud järgmise skeemi järgi: koodid 4 + 5 = suund NE ja koodid 22 + 23 = suund SW. Perioodidel 1976 detsember, 1979 juuli – november, 1984 jaanuar, 1986 juuli, 1989 jaanuar ja 1989 oktoober – 1990 veebruar on tuule suundade kirja panemisel kasutatud järgmisi kraade: 45, 135, 225 ning 315. Need juhud paigutati vastavalt suundadesse NE, SE, SW ja NW.

1981–1993. a oli kasutusel anemorumbomeeter M-63 ning 1986. a paigaldati anemorumbomeeter M-63M-1. Andmeid kontrollides selgus, et hoolimata elektrilise seadme kasutamisest on lisaks 16 rumbile lisandunud vaid suunad 40°, 135°, 220°, 225° ning 315°. Üksikutel kuudel esinevad ka kraadid 80 ja 100, aga seda vaid mõne numbri näol. Seetõttu on hoolimata erinevatest mõõtmisvahenditest “erilised” suunad ümardatud rumbideks.

1986. aastal on jaama inspekteerinud kontroll kirjutanud vaatlusraamatusse, et tuulemõõtja oli nihkes. Seetõttu on andmetööstusest igaks juhuks välja jäetud ajavahemik jaanuar–august 1986.

Kokkuvõttes oli Naissaare andmestik äärmiselt ebakorrektn. Näiteks võiks tuua 1976. a juulis 13 korral ja augustis 7 korral tähtajal 21 esinenud tuulevaikuse. Korrastatud andmete hulgas neid mõistagi pole, sest antud väärtuste õigsus on kaheldav.

Tuleb tunnistada, et käesolevas töös kasutatakse esimest korda Naissaare meteoroloogiajaama andmeid. Põhjusi on kaks. Esiteks oli jaam pikka aega N Liidu sõjaväe valduses ja andmed seetõttu peaaegu salastatud. Teiseks pole keegi seni viitsinud ette võtta uuringut, mida need andmed endast kujutavad, milline on nende kvaliteet ja kuidas seda parandada. Loodetavasti on andmestik tuulte kohta nüüdseks korrastatud.

## 6. Andmete ühtlustamine

Nõukogude Liidus kasutati tuule suuna registreerimiseks 16 rumbi süsteemi. Rumbide nimetused, kraadivahemikud ja koodid on antud tabelis 1 (Nastavlenije..., 1985). Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudis oli ammu juba teada asjaolu, et selliste andmete põhjal välja joonistatud tuuleroosid meenutavad pigem tähti kui roose: põhirumbide sagedus on peaaegu alati süstemaatiliselt suurem kui naabruses olevate vaheumbide sagedus (joonis 1). Selle asjaolu põhjustesse polnud keegi seni süüvinud. Nüüd selgus, et põhjus võib tuleneda N. Liidu aegadest pärinevast mõõtmismetoodikast (Nastavlenije..., 1985), kui seda korralikult ei järgita.

**Tabel 1.** Tuule suuna registreerimiseks kasutatavad rumbid, kraadivahemikud ja koodid.  
**Table 1.** Rhumb names and degree intervals used for wind registration.

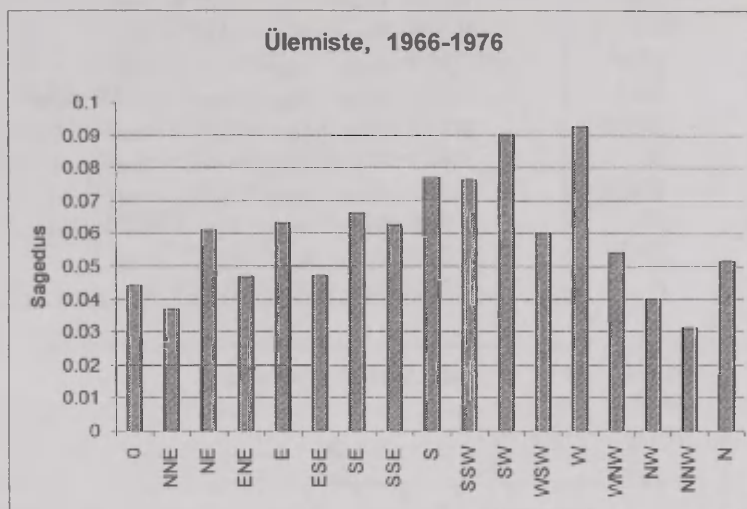
Rumb	Kraadid	Kood
Tuulevaikus	-	00
NNE	12-33	02
NE	34-56	05
ENE	57-78	07
E	79-101	09
ESE	102-123	11
SE	124-146	14
SSE	147-168	16
S	169-191	18
SSW	192-213	20
SW	214-136	23
WSW	237-258	25
W	259-281	27
WNW	282-303	29
NW	304-326	32
NNW	327-348	34
N	349-11	36
Vahelduv suund	-	99

Tuule suuna määramiseks läheb vaatleja tuulelipu masti juurde, jälgib suunanäitaja kuuli liikumist 2 minuti jooksul ja määrab kuuli keskmise asendi ilmakaari tähistavate varbade suhtes. Kui maapinnalt vaadatuna näib, et keskmises asendis kuul puudutab üht varbadest, märgitakse vastavalt see suund. Kui aga tuul oma keskmises asendis ei puuduta ühtegi varba, märgitakse vahepealne, kolmetäheline rumb. Tõenäosus, et kuul ei

puuduta 2 minuti jooksul varba, on suhteliselt väike. Sellest tulenebki asjaolu, et täisrumbide suunas näib puhuvat rohkem tuuli.

Seetõttu on tuule suunast mõtet rääkida vaid 8 rumbi skeemis, sest tuule suuna registreerimise meetodika 16 rumbi kaupa ei ole usaldusväärne ja põhjustab süstemaatilisi vigu.

Üleminekuks 16 rumbilt 8le on olemas üldtunnustatud meetodika: vaherumbidele vastav vaatluste arv poolitatakse, kusjuures paaritu arvulise vaatluste arvu korral läheb üksikuks jäänud vaatlus suurema sagedusega rumbi vaatluste hulka.



Joon. 1. Ülemiste tuuleroos 16 rumbi kaupa.

Fig. 1. Wind rose at Ülemiste in the 16-rhumb system.

Et Harkus ja osaliselt ka Ülemistel on tuule suund registreeritud 10□ täpsusega, tuli andmete võrreldavuse tagamiseks ka siin üle minna rumbide süsteemile. Seda otsustati teha kahes osas – taandada andmestik esialgu 16 rumbile, siis aga 8le. Kahjuks puudus EMHIs meetodika, kuidas 10□ süsteemist saada 16 rumbi süsteem, mistõttu see tuli ise välja mõelda (vt tabel 2).

Joonisel 2 on esitatud kõigi kolme jaama "tuuleroosid" 8 rumbi süsteemis. Joonisele ei ole kantud tuulevaikuse juhtumeid, sest vähemalt Naissaare puhul ei saa kindel olla, kas kood 00 tähendab tõelist tuulevaikust või hoopis vaatluse puudumist.

## 7. Mõõdukad ja tugevad tuuled

Lainerežiimi seisukohalt ei paku suuremat huvi nõrgad tuuled (kiirus □5 m/s). Seetõttu on järgnevas analüüsitud eraldi kolme tuulte klassi:

- kõik tuuled,
- tuuled, mille kiirus ületab 5 m/s,
- tuuled, mille kiirus ületab 10 m/s.

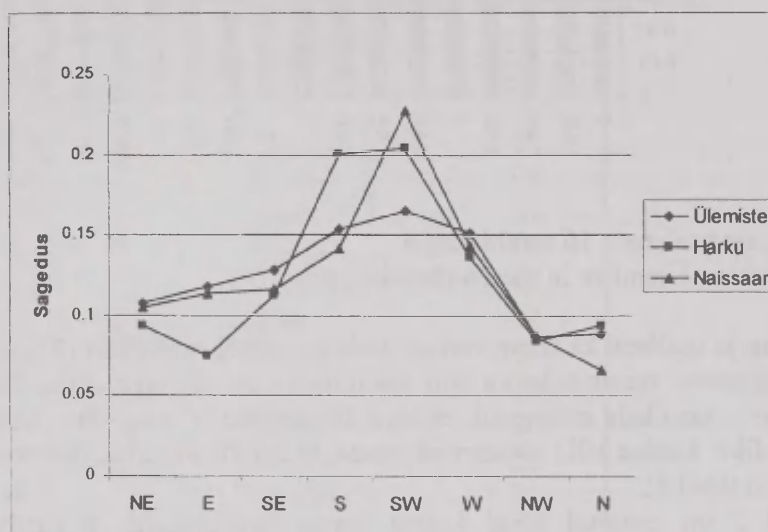
Joonisel 3 on kujutatud vastavad tuuleroosid kogu andmestiku jaoks kõigis kolmes jaamas. Tuulevaikuse juhud on välja jäetud. Seetõttu näitavad juhtude arvud vaid neid vaatlusi, mil tuule kiirus oli nullist erinev.



**Tabel 2.** 10° täpsusega määratud tuulesuundade jaotamine 16 rumbile.

**Table 2.** Distribution of wind directions measured in a 10°-system between 16 rhumbs.

NNE	$0,375 \cdot n_{10^\circ} + n_{20^\circ} + 0,875 \cdot n_{30^\circ}$
NE	$0,125 \cdot n_{30^\circ} + n_{40^\circ} + n_{50^\circ} + 0,125 \cdot n_{60^\circ}$
ENE	$0,875 \cdot n_{60^\circ} + n_{70^\circ} + 0,375 \cdot n_{80^\circ}$
E	$0,625 \cdot n_{80^\circ} + n_{90^\circ} + 0,625 \cdot n_{100^\circ}$
ESE	$0,375 \cdot n_{100^\circ} + n_{110^\circ} + 0,875 \cdot n_{120^\circ}$
SE	$0,125 \cdot n_{120^\circ} + n_{130^\circ} + n_{140^\circ} + 0,125 \cdot n_{150^\circ}$
SSE	$0,875 \cdot n_{150^\circ} + n_{160^\circ} + 0,375 \cdot n_{170^\circ}$
S	$0,625 \cdot n_{170^\circ} + n_{180^\circ} + 0,625 \cdot n_{190^\circ}$
SSW	$0,375 \cdot n_{190^\circ} + n_{200^\circ} + 0,875 \cdot n_{210^\circ}$
SW	$0,125 \cdot n_{210^\circ} + n_{220^\circ} + n_{230^\circ} + 0,125 \cdot n_{240^\circ}$
WSW	$0,875 \cdot n_{240^\circ} + n_{250^\circ} + 0,375 \cdot n_{260^\circ}$
W	$0,625 \cdot n_{260^\circ} + n_{270^\circ} + 0,625 \cdot n_{280^\circ}$
WNW	$0,375 \cdot n_{280^\circ} + n_{290^\circ} + 0,875 \cdot n_{300^\circ}$
NW	$0,125 \cdot n_{300^\circ} + n_{310^\circ} + n_{320^\circ} + 0,125 \cdot n_{330^\circ}$
NNW	$0,875 \cdot n_{330^\circ} + n_{340^\circ} + 0,375 \cdot n_{350^\circ}$
N	$0,625 \cdot n_{350^\circ} + n_{360^\circ} + 0,625 \cdot n_{10^\circ}$



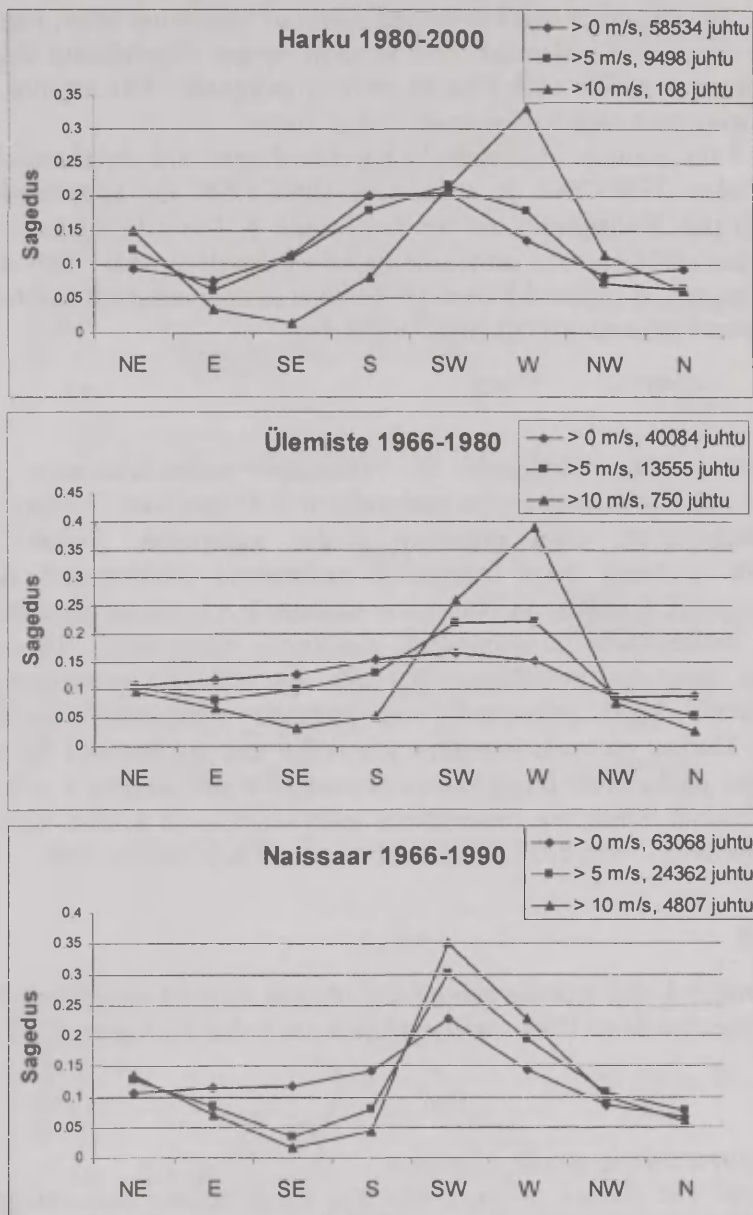
**Joon. 2.** Erinevate jaamade tuuleroosid 8 rumbi kaupa.

**Fig. 2.** The 8-rhumb system wind roses at different stations.

Jooniselt 3 võib teha järgmised järeldused:

- Tugevate tuulte osakaal Naissaarel (7,6% kõigist tuultest) on märksa suurem kui mandrijaamades. Ülemistel ulatub see 1,9 protsendini, Harkus vaid 0,2 protsendini. Kirjeldatud tendentsi võib tugevdada asjaolu, et mandrijaamades oli 1966. aastaks üle mindud mõõtmistele anemorumbomeetriga, mis keskmistab tuule kiiruse üle 10 minuti pikkuse ajavahemiku. Naissaarel võisid mõõtmised toimuda veel üsna hiljuti tuulelipu abil, mil tuule kiirus keskmistatakse üle 2 minuti, mistõttu anemorumbomeetriga saadud tuule kiirused on enamasti veidi väiksemad kui tuulelipuga mõõdetud kiirused.

- Mandrijaamades puhuvad tugevad tuuled pigem läänest kui edelast, Naissaarel pigem edelast kui läänest.
- Mõõdukad ja tugevad tuuled puhuvad Naissaarel kahest kitsast nurkade vahemikust: edelast (läänest) ja kirdest. Mandrijaamades on mõõdukate ja tugevate tuulte jaotus suundade järgi ühtlasem ja sekundaarne maksimum kirdes vaevumärgatav (Ülemistel) või nõrk (Harkus).



Joon. 3. Eri tugevusega tuulte jaotus suundade järgi eri jaamades.  
Fig. 3. Directional distribution of winds by their velocity.

Joonisel 2, kus on peal kõik tuuled, torkab silma asjaolu, et Naissaarel puhub tuul kõige harvemini põhjast. Ometi on see suund täiesti avatud. Joonis 3 annab mõista, et põhjatuuled on enamasti mõõdukad või tugevad.

Joonis 4 näitab mõõdukate ja tugevate tuulte (kiirus vähemalt 6 m/s) jaotuse muutumist aasta jooksul eri jaamades. Joonise 4 põhjal võib öelda:

- Kõikidel aastaagadel on Naissaarel mõõdukate ja tugevate tuulte jagunemine kahe eelistatud suuna (SW ja NE) vahel selgem kui maismaajaamades.
- Mõõdukad ja tugevad tuuled puhuvad Naissaarel idast, kagust ja lõunast märksa harvemini kui maismaal. Eriti teravalt on see väljendunud külmal aastaajal (jaanuar, oktoober). Siin võib (aga ei tarvitse) põhjuseks olla asjaolu, et Naissaare meteoroloogiajaama varjab neist ilmakaartest mets.

Joonisel 4 on jaamade võrdlemiseks kasutatud erinevaid ajavahemikke: Ülemistel 1966–1980, Harkus 1980–2000 ja Naissaarel 1966–1990. Eri ajavahemikel teostatud mõõtmiste hajuvuse hindamiseks on toodud joonis 5, kus võrreldakse mõõdukate ja tugevate tuulte jaotust Naissaarel jaanuarikuus kahe dekaadi jooksul: 1966–1976 ja 1981–1991. Joonis 5 näitab, et olulised jooned mõõdukate ja tugevate tuulte jaotuses suundade järgi on ühesugused mõlema ajavahemiku puhul.

## 8. Kokkuvõte

Kokkuvõttes tuleb järeldada, et vaadeldud maismaajaamade, eriti Harku tuuleandmed ei sobi iseloomustamiseks tuulerežiimi Tallinna lähel. Esiteks annavad nad vähendatud ettekujutuse lähel puhuvate tuulte tugevusest. Teiseks ei kirjelda maismaajaamade andmete järgi koostatud tuuleroosid adekvaatselt tuulte jaotust suundade järgi merel. Seetõttu on Naissaare andmestik vaatamata viletsale kvaliteedile Tallinna lahe tuulerežiimi kirjeldamisel hindamatu väärtusega. Tõepoolest, tuule keskmine kiirus Naissaarel on vähemalt 5,1 m/s, aga võib olla ka suurem, sest vaevalt õnnestus tuvastada kõiki juhtumeid, kus andmete puudumine on kirja pandud tuulevaikusena. Harkus on tuule keskmine kiirus 3,6 m/s ja Ülemistel 4,5 m/s. Mietuse (1998) hinnangul peaks tuule kiirus olema Soome lahe suudmeosas 7 m/s ja idaosas 6 m/s. Samuti kinnitab Naissaare tuulerežiimi merelisust tuule kiiruse suhteliselt väike ööpäevane muutlikkus – vaid 8,0%. Ülemistel on see 28% ja Harkus 30%.

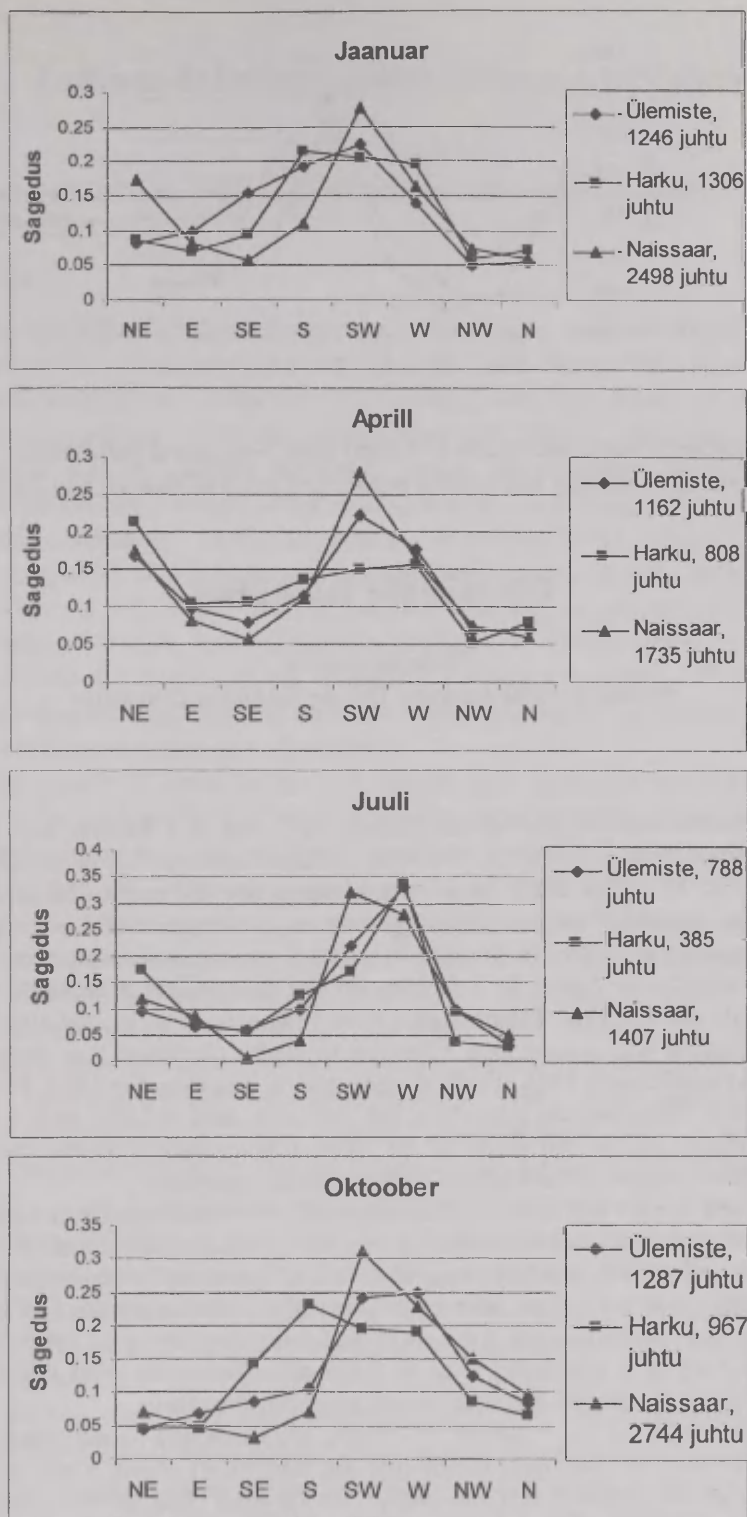
## Tänuavaldused

Töö teostamisel olid suureks abiks Eesti Mereakadeemia diplomand Miina Krabbi ja EMHI peaspetsialist Riina Pärg. Osaliselt kattis töö kulud ETF grant 4347.

## Kirjandus

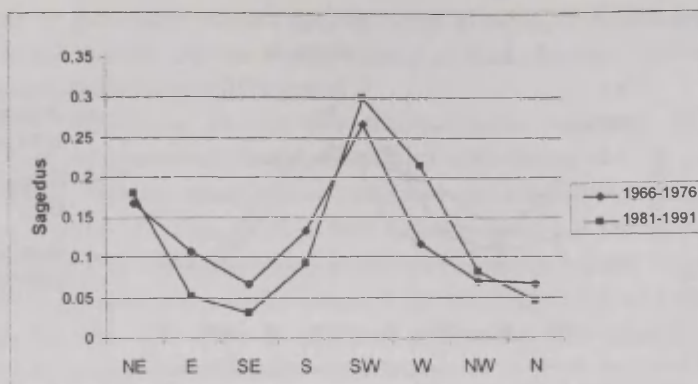
- Klimat Tallina, 1982. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Mietus, M., 1998. The climate of the Baltic Sea Basin: marine meteorology and related oceanographic activities. WMO Report No. 41, 64.
- Nastavlenije gidrometeorologičeskim stancijam i postam, 1985. Vypusk 3. Čast' 1. Meteorologičeskije nabljudenija na stancijah. Leningrad, Gidrometeoizdat, 298.





Joon. 4. Mõõdukate ja tugevate tuulte (> 5 m/s) jaotus suundade järgi.

Fig. 4. Directional distribution of moderate and strong winds (> 5 m/s).



**Joon. 5.** Mõõdukate ja tugevate tuulte ( $>5$  m/s) roos Naissaarel jaanuaris.

**Fig. 5.** Wind rose of moderate and strong winds ( $>5$  m/s) at Naissaar in January.

## Winds on the Tallinn Bay

Sirje Keevallik

*Marine Systems Institute, Tallinn Technical University*

### Summary

To characterise wind regime on the Tallinn Bay, data at 3 stations have been analysed. They are – Tallinn-Ülemiste ( $59^{\circ}25'N$ ,  $24^{\circ}48'E$ ), Tallinn-Harku ( $59^{\circ}23'54"N$ ,  $24^{\circ}36'15"E$ ), and Naissaare ( $59^{\circ}23'54"N$ ,  $24^{\circ}36'15"E$ ). Ülemiste is situated near the eastern border of Tallinn and Harku in the west, outside of the town. Both stations are at a distance of 3 km from the sea. The Naissaare Meteorological Station was located on the northern coast of Naissaar – an island 8 km to the north from the Kakumäe Peninsula. Unfortunately the time periods of registration of wind data at these stations do not coincide. Tallinn-Harku started measurements in May 1980, when Tallinn Meteorological Station was moved from Ülemiste to Harku. Digitised data from Ülemiste and Naissaare were available since 1966. The Naissaare station was closed in 1991. It was situated on a military territory. Therefore the data were not available until recently and have a very low quality. Nevertheless, one of the gains of the present investigation is that the wind data of Naissaare have been examined, checked and corrected when necessary.

The data sets needed unification, because the earlier measurements were made by means of wind vanes, and the later measurements by means of anemorhumbometers. Replacing the instrument mainly affects the measurements of the wind speed that tends to be lower when an anemorhumbometer is used. Changes have taken place also in the schemes of recording the wind direction: earlier, the rhumb systems were used, and later, the 10-degree intervals. It has been shown that there may be a systematic error in the registration of the wind direction in the 16-rhumb system. Therefore, only the 8-rhumb system gives reliable results.

Winds were analysed by 3 classes: all winds, moderate and strong winds ( $>5$  m/s) and strong winds ( $>10$  m/s). It has been shown that the fraction of strong winds is the largest at Naissaare (7.6%) and the smallest at Harku (0.2%). On the other hand, the wind roses at Naissaare differ greatly from those recorded at Ülemiste or Harku. This indicates that the wind data at the coastal stations do not characterise the wind regime on the Tallinn Bay. Naissaare data show that near the southern coast of the Gulf of Finland the most probable wind direction is SW. Moderate and strong winds have a secondary maximum in NE. Winds from SE and S are mostly weak.

## Tallinna lahe loodusliku lainetuse režiimist

Tarmo Soomere

*Tallinna Tehnikaülikooli Meresüsteemide Instituut*

### 1. Sissejuhatus

Tuulelainete ääretu muutlikkuse tõttu on nende režiimi (lainekliimat) mingis piirkonnas võimatu adekvaatselt iseloomustada ühe arvu või tabeliga. Tavaliselt räägitakse lainete kõrgusest. Tihti on oluline hoopis see, kui järsud on lained (teisisõnu lainete kõrguse ja pikkuse suhe ehk mittelineaarsus). Laeva juhtimisel on sageli tarvis vältida sõitmist lainete leviku suunas, seega on määrav lainete orientatsioon. Laevakonstruktoritel on vajalik teada maksimaalset lainekõrgust laevateedel. Lainete poolt tekitatud veeosakeste kiirus madalaveeliste alade põhja lähistel, mis on määrav põhjasetete transpordil, sõltub tugevasti lainete perioodidest. Ekstreemseid lainekõrgusi ja nende korduvust on vaja teada hüdrotehniliste ehitiste projekteerimisel. Sadamaid on mõistlik ehitada piirkonda, kus valitsevate tuultega on lainetus nõrk, seega on oluline lainekliima võimalik anisotroopia. Suurimad rannapurustused leiavad aset kõrge veeseisuga kaasnevate ekstreemsete tormide korral (st oluline on ekstreemsete lainete ja veetasemete samaaegse esinemise võimalus).

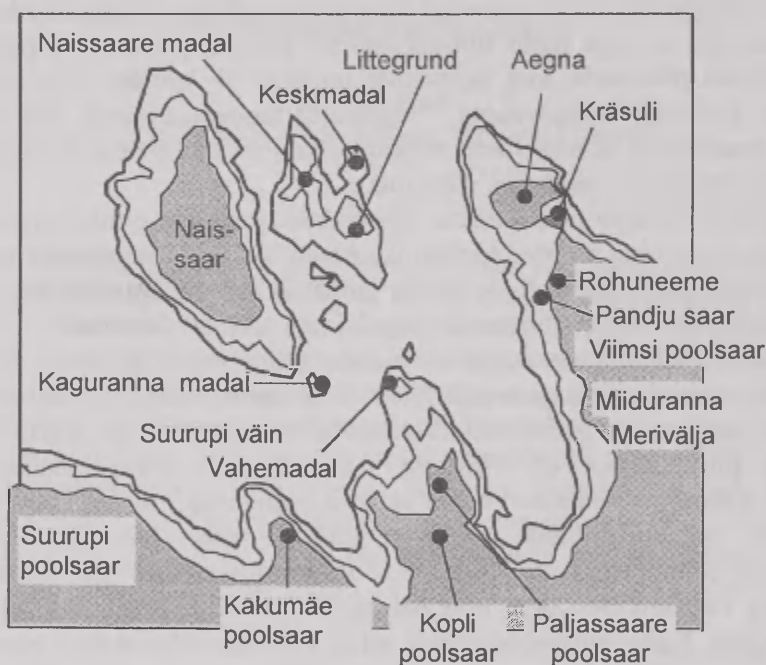
Tegelikult kujutab pinnalainete väli endast igas mere punktis keerukat erinevates suundades levivate ning erinevate lainepikkustega lainete superpositsiooni. Seetõttu tuleb selle korrektseks kirjeldamiseks kasutada lainetuse kahemõõtmelist spektrit (ehk lainete energia jaotust erinevate levikusuundade ja lainete perioodide vahel).

Käesoleva kirjutise eesmärgiks on anda lühiülevaade lainetuse režiimist Tallinna lahel (joonis 1), mis on kujunenud üheks Läänemere kõige tihedama laevaliiklusega piirkonnaks ning mida ääristavad rohkearvulised sadamad ja muud rajatised. Lahe mõningates piirkondades on viimastel aastatel aset leidnud randade märgatavad purustused. Kohati on rannajoon mõne aastaga taganenud 3 meetri võrra (Orviku, 2001). Teatav osa rannaprotsesside aktiveerumises võib olla hüppeliselt tihenunud laevaliiklusel (Soomere *et al*, 2002). Samas demonstreeris 2001. a novembritorm, et suurema osa rannaprotsessidest tingivad siiski looduslikud faktorid, eelkõige valitsev lainetuse režiim. Kuna lainemõõdistused selles piirkonnas kajastavad peamiselt lainetuse iseärasusi ranna lähistel, tuginetakse lainekliima iseloomustamisel kõrglahutusega mudelarvutustele. Samuti antakse lühiülevaade ajaloolistest laineandmetest.

Mingis konkreetsetes kohas esinev lainetus on enamasti kujundatud kaugematel merealadel valitsevate tuuletingimuste poolt. Seetõttu on lainekliima hindamisel oluline teada nende piirkondade tuulerežiimi, kust lained vaadeldavasse alasse levivad. Kuna pinnalained läbivad väga pikki vahemaid ning painduvad või peegelduvad nii merepõhja ebatasasustelt kui ka hoovuste süsteemidelt, peab lainetuse analüüs üldiselt arvestama globaalse laineväljaga. Atlandi ookeanis tekkinud tuulelained ei levi läbi Taani väinade ning Läänemeri on lainetuse leviku mõttes suletud ala. Tallinna lahe lainekliimat mõjutavad Soome lahel tekkinud lained ning vähemal määral (eelkõige ummiklainetus läänekaare tuulte puhul) Läänemere avaosa põhjapoolses sektoris Gotlandi ja Ahvenamaa vahel tekkivad lained.



Praktilist huvi pakkuvat lainetust tekitavad vaid mõõdukad ja tugevad tuuled. Nende jaotus ilmakaarte järgi on nii Läänemere avaosas kui ka Soome lahel väga ebaühtlane (Soomere, Keevallik, 2001; 2003; Keevallik, 2003; Soomere *et al*, 2002). Soome lahel valitsevad lõuna- ja läänetuuled. Lahe põhja- ja idaosas puhuvad tugevad tuuled ( $>10$  m/s) enamasti lõunast või edelast, lõunarannikul aga edelast või läänest. Idatuulte sekundaarne maksimum tugevneb lääne suunas ja põhjatuulte sagedus väheneb ida suunas. Läänekaartest puhuvad tormid on tugevamad kui idakaartest puhuvad. Maksimaalne edela- ja läänetuule kiirus kestvates tormides võib ulatuda 22–23 m/s, kuid maksimaalne kestev ida- ja kirdetuul küünib vaid 16–18 meetrini sekundis (Soomere *et al*, 2002). Tugevad kagutuuled Soome lahe lõunakaldal praktiliselt puuduvad. Soome lahe tuulte struktuuri iseloomustab veel see, et tugevaimad tormid puhuvad loodest, seega suunast, kus isegi tugevate tuulte sagedus on madal (nt ekstreemne loodetorm 15. novembril 2001, mil 6 tunni keskmine tuule kiirus oli kuni 23 m/s; aga ka viimaste aastakümnete tugevamaid suviseid torme 21. juunil 2002, kus puhus mitmeid tunde loodetuul 15–16 m/s; vt Soomere *et al*, 2002).



**Joon. 1.** Tallinna lahe ja selle madalate skeem. Esitatud on 10 m ja 20 m samasügavusjooned.

**Fig. 1.** Bathymetry of the Tallinn Bay area. Depth isolines at 10 m and 20 m are shown.

## 2. Lainetuse parameetrid ja ajaloolised andmed Tallinna lahe lainetuse kohta

Lainekõrgus on esmane laineid iseloomustav suurus. Selle intuitiivselt selge suuruse täpne definitsioon reaalse lainevälja puhul ning ta tehniline mõõtmine on võrdlemisi keerukad. Erinevad autorid ja käsiraamatud kasutavad üpris erinevaid lainekõrguse iseloomustusi (tabel 1). Allpool kasutatakse valdavalt olulist lainekõrgust

$H_s$ , mis algselt defineeriti  $1/3$  kõrgeimate lainete keskmise kõrgusena  $H_{1/3}$ . Mõõtmistehnika täiustudes määratleti see lainete energiaspektri kaudu kui neljakordne veepinna standardhälve. Oluline lainekõrgus on  $\sqrt{2} \approx 1,4$  korda suurem ruutkeskmisest lainekõrgusest ning  $4/\sqrt{2\pi} \approx 1,6$  korda suurem lainete kõrguste aritmeetilisest keskmisest. Olulise lainekõrguse väärtusi on lihtne võrrelda ajalooliste lainevaatlustega, kuna nad langevad 5...10% täpsusega kokku visuaalselt hinnatud lainekõrgustega.

Sama keerukas on reaalseste lainete perioodi iseloomustamine. Praktikas kasutatakse enamasti kas kaalutud keskmist perioodi (kaaludeks tavaliselt komponentide amplituudid) või maksimaalse kõrgusega lainetele vastavat perioodi. Et erinevate lainekomponentide intensiivsus võib erinevates ajalõikudes suuresti muutuda, on selliselt defineeritud iseloomuliku perioodi kasutamine raskendatud. Vahel lähendatakse lainevälja energiaspektrit etteantud (tavaliselt nn. JONSWAPi, Komen *et al*, 1994) spektriga. Iseloomulikuks perioodiks loetakse etteantud spektri maksimumile vastava lainekomponendi perioodi ning keskmiseks perioodiks selle spektri kaalutud keskmist perioodi.

Olulisteks lainevälja iseloomustavateks suurusteks on lainete energia ja võimsus. Tavaliselt kasutatakse lainete iseloomustamiseks kogu veesambas sisalduvat ning üle laine perioodi keskmistatud energiat merepinna ühiku kohta ehk energiatihedust ( $J/m^2$ ; allpool nimetatud energiaks). Nõnda defineeritud energiatihedus on võrdeline ruutkeskmise lainekõrgusega.

Lained levivad peamiselt tuule suunas. Laineenergia levib laineharjadega samas suunas, kuid üldiselt väiksema kiirusega (nn. rühmakiirusega), mis sügavas vees on kaks korda väiksem laineharjade levimise kiirusest (faasikiirusest) ning sügavuse vähenedes läheneb faasikiirusele. Energia transpordi intensiivsus läbi mõttelise vertikaalse pinna (mis on risti lainete leviku suunaga) avaldub energiatiheduse ja rühmakiiruse korrutisena. Saadud suuruse dimensioon on  $W/m$  ning see väljendab lainevälja poolt edasikantava võimsuse tihedust (allpool nimetatud võimsuseks).

Väikestes sügavustes veeosakeste kiirused laines ei sõltu praktiliselt sügavusest ning selline (vertikaalselt integreeritud) iseloomustus on piisav. Sügavuse suurenedes on aga orbitaalkiirused sügavamates kihtides palju väiksemad kui pinnal. Seetõttu tuleb sügavustes, mis on võrreldavad lainepikkusega, vaadelda eraldi põhjalähedaste voolamiste energiat. Merepõhja mingi osakese liikumapanemiseks peab vee kiirus ületama teatava läve (nn. mitteuhtuva kiiruse) selle osakese jaoks. Vastavaid kiirused on võimalik arvutada, kui on teada lainetuse põhilised parameetrid.

Tallinna lähel on lainetuse vaatlusi teostatud põhiliselt Tallinna sadama piirkonnas. Esimesed andmed regulaarsetest ilmavaatlustest, mis tõenäoliselt sisaldasid ka lainetuse vaatlusi, pärinevad 1805. a novembrist (Vahter, 2002). Ajavahemikul 1805–1893 on aegrida üsna katkendlik ning vaatlusmaterjalid aastaist 1921–1946 puuduvad. Alates 1955. a tehti lainete vaatlusi perspektomeetri abil. Seoses ettevalmistustega olümpiamängude purjeregatiks mõõdistati suviti 1973–1980 lainetust kogu lahe akvatooriumil, sealhulgas 1978–1980 mitmes vaatluspunktis ka volnograafidega (Orlenko, 1984). Hilisem analüüs näitas, et rannalt teostatud vaatlused andsid rahuldava ettekujutuse lainete omadustest sadama vahetus naabruses, kuid olid ebaadekvaatsed lahe avaosa lainetuse osas (Orlenko, 1984). Näiteks ei ole kuni 1978. aastani üldse märgitud ummiklainetust Tallinna lahes, kuigi tegelikult esineb seda võrdlemisi tihti. Põhjuseks on

asjaolu, et pikad ummiklained kaotavad olulisel määral energiat juba merealadel, mille sügavus on 10–20 m (Komen *et al*, 1994) ning on ranna lähistel sageli raskesti märgatavad.

Suviti esineb Tallinna lahel tuulelainerust ja segalainerust võrdse tõenäosusega (45%). Puhast ummiklainerust esineb 10% tõenäosusega (Orlenko, 1984). Tuulelainerust all mõeldakse siin sellist lainevälja, mille on tekitanud lokaalne tuul ja milles kaugelt saabuval lainekomponendil on ebaolulised. Tõenäosusega 50,6% on lainete kõrgus lahel alla 0,5 m. Lainekõrgusena käsitleb Orlenko (1984) 3 protsendi kõrgeimate lainete keskmist kõrgust. Selliselt defineeritud lainekõrgus on sõltuvalt lainerust iseloomust 1,5–1,8 korda kõrgem allpool kasutatavast olulisest lainekõrgusest  $H_s$ .

Kõrgeimad lained saabuval kas läänest või loodest. Lääne poolt tulevad lained võivad olla kuni 3 m kõrgused ( $H_s \approx 2$  m) ja loode poolt tulevad lained kuni 1,5 m kõrgused ( $H_s \approx 1$  m). Seejuures lained kõrgusega üle 2,5 m ( $H_s > 1,6$  m) esinevad tõenäosusega 0,3% ja lained kõrgusega üle 3 m ( $H_s > 2$  m) tõenäosusega alla 0,05%. Lainete perioodid on põhiliselt 1–2 s (39,5% juhtudest) või 2–3 s (22,4%). Perioodidega, mis ületavad 7 s, saavad olla vaid ummiklained tõenäosusega 0,3%. Lained kõrgusega alla 0,5 m on valdavalt perioodidega alla 2 s; lained kõrgusega 0,5–1 m – perioodidega 1–3 s, lained kõrgusega 1–1,5 m – perioodidega 2–3 s. Laineid, mille kõrgus on üle 1,5 m ja periood samaaegselt 5–6 s, esineb äärmiselt harva (tõenäosusega alla 0,1%).

**Tabel 1.** Võimalusi lainekõrguse  $H$  iseloomustamiseks. Erinevate suuruste omavahelised suhted on arvutatud eeldusel, et lainekõrguste jaotuseks on Rayleigh jaotus (Massel, 1989, lk 191).

**Table 1.** A selection of frequently used definitions of the wave height of wind wave fields. The ratios of different quantities have been computed on condition that heights of individual wave heights have Rayleigh distribution (Massel, 1989, p 191).

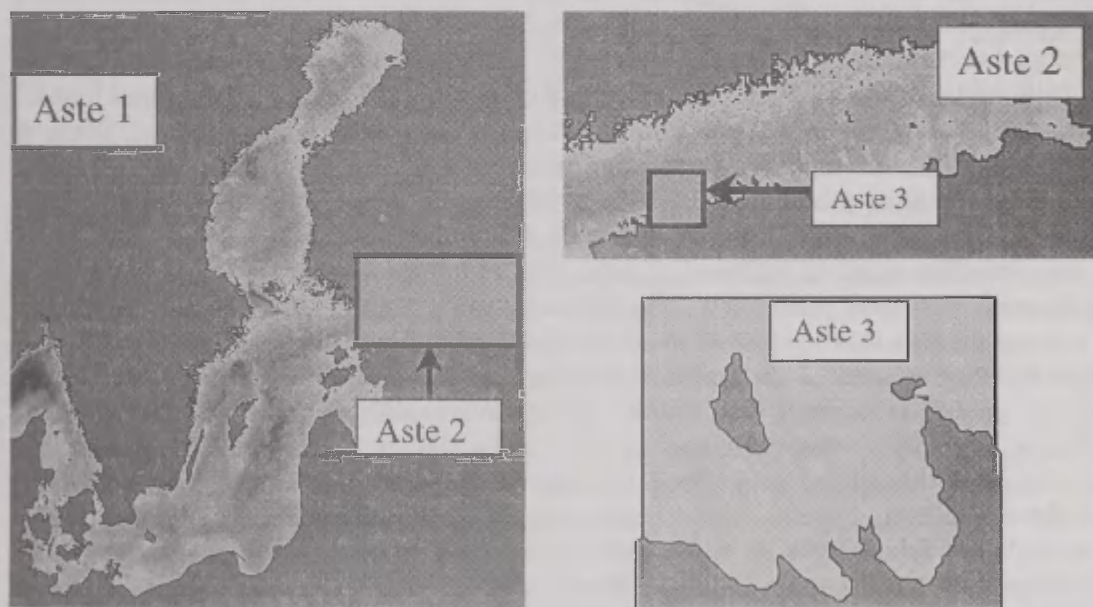
LAINEKÕRGUSE ISELOOMUSTAJA		$\frac{H}{H_{rms}}$	$\frac{H}{\sqrt{m_0}}$	$\frac{H}{H_s}$
Nimi	Tähistus			
Veepinna standardhälve	$\sigma = \sqrt{m_0}$	$1/(2\sqrt{2})$	1	0,250
Ruutkeskmise lainekõrgus	$H_{rms}$	1,0	$2\sqrt{2}$	0,706
Mood (kõige sagedamini esinevate lainete kõrgus)	$\mu(H)$	$1/\sqrt{2}$	2	0,499
Mediaan (kõrgus, millest 50% laineid on kõrgemad ja 50% madalamad)	$H(P = 1/2)$	$\sqrt{\ln 2}$	$2\sqrt{2 \ln 2}$	0,588
Keskmine lainekõrgus	$\bar{H}$ või $H_1$	$\sqrt{\pi}/2$	$\sqrt{2\pi}$	0,626
Oluline lainekõrgus	$H_s$ või $H_{1/3}$	1,416	4,005	1
10% kõrgeimate lainete keskmine kõrgus	$H_{1/10}$	1,80	5,091	1,271
1% kõrgeimate lainete keskmine kõrgus	$H_{1/100}$	2,359	6,672	1,666



### 3. Pikaajaliste lainearvutuste tehnika

Lainemudelite põhikomponendina kasutati nn kolmanda põlvkonna spektraalset mudelit WAM (*W*Ave *M*odelling, Komen *et al*, 1994), mis reprodutseerib adekvaatselt lainete spektri käitumist. Läänemere tingimuste jaoks häälestatud modifikatsioon (Soomere, 2001a) arvestab järgmisi faktoreid: rannajoont, põhja topograafiat, tuule kiirust ja suunda dünaamilise protsessina, lainete levimist mere teistesse osadesse, lainetevahelist energiavahetust, lainete osalist murdumist (*whitecapping*), lainete ümberkujunemist (*shoaling*) ja dissipatsiooni madalas vees (nii energiakadu hõõrdumise tõttu kui ka murdumine madalas vees) ning põhja topograafia mõju lainete leviku suunale. Põhja topograafia ja kaldajoone andmetena kasutati Warnemünde Läänemere Instituudis koostatud batümeetrilist kaarti (Seifert *et al*, 1995) sammuga üks laius- ning kaks pikkusminutit (ca 1 meremiil ehk 1,8 kilomeetrit). Suurupi poolsaarest Prangli saareni korregeeriti neid andmeid Eesti merekaartide ning Nõukogude Liidu Kindralstaabi kaartide põhjal.

WAM mudel on kalibreeritud ühtlase tugevuse ja suunaga puhuva tuule jaoks. Sellisel juhul langesid mudeli ennustatud ja tegelikult mõõdetud lainete parameetrid Tallinna lähel väga hästi kokku (Soomere *et al*, 2002). Ka Läänemere avaosa tingimustes kirjeldab mudel korrektselt lainevälja pikaajalist käitumist. Vaid lühiajaliste tugevate tormide korral ennustab see tegelikust mõnevõrra väiksemat lainekõrgust, eriti tormide algstaadiumis (Tuomi *et al*, 1999).



Joon. 2. Lainemudeli astmete arvutuspiirkonnad.

Fig. 2. Computational area of the coarse (left) and the nested grids (right).

Arvutustes kasutati kolmeastmelist skeemi (joonis 2). Esimese astmena, mida rakendati vaid läänekaare tuulte puhul, arvutati laineväli kogu Läänemeres reguleeritud kolmemiilise sammuga võrgul (11545 võrgupunkti). Igas võrgu punktis vaadeldi lainete

kahemõõtmelise spektri 600 komponenti, mis olid jaotatud 24 laine leviku suuna ja 25 sageduse vahel. Teise astmena arvutati lainevälja parameetrid Soome lahes Osmussaare-Hanko joonest ida pool lahutusvõimega 1 miil (8496 võrgupunkti). Rajatingimustena kasutati mudeli esimeses astmes leitud lainetuse parameetreid. Tallinna lahe kuju on keerukas ning paljud rannajoone ja põhja topograafia iseärasused on suurusjärgus mõnisada meetrit. Seetõttu arvutati laineväli Tallinna lahes ja selle ümbruses mudeli teises astmes saadud tulemuste baasil ca 40×30 km suuruses piirkonnas ¼-miilise sammuga mudeli abil (2666 võrgupunkti). Selline lahutusvõime võimaldab kirjeldada lainete topograafilist refraktsiooni suhteliselt väikestel madalatel (Vahemadal, Keskmadal, Littegrund) ning lainetuse parameetreid ca 200–300 m kaugusel rannast 3–6 m sügavuses meres.

Standardsete meteoroloogiliste aegridade samm on kolm tundi. Kuna paremaid andmeid pole kuskilt võtta, tuleb eeldada, et need peegeldavad suhteliselt hästi tuule keskmist kiirust ja suunda vastava kolmetunnise ajavahemiku jooksul ( $\pm 1,5$  tundi mõõtmishetkest). Seetõttu mudelarvutustes eeldati, et tuul puhub sel ajal konstantse suuna ja kiirusega. Meteoandmete võrdlemisi suure ajasammu ja Soome lahe geomeetria eripära tõttu on võimalik pikaajaliste lainearvutuste sooritamist jagada lühemateks sõltumatuteks ajalõikudeks (eriti juhul, kui eesmärgiks on lainete statistika ja ekstreemsete parameetrite leidmine). Praktilist huvi pakkuvate lainete (kõrgusega vähemalt 25 cm) pikkus on vähemalt mõned meetrid ning levimiskiirus üle 5 m/s ( $>18$  km/h). Tallinna lahe mõõtmed on ca 10×20 km; seega sellised lained maksimaalselt ühe tunni jooksul kas jõuavad rannikuni või levivad lahest välja. Soome lahe avaosas on olukord analoogiline: lained kõrgusega ca 1 m ja enam levivad kiirusega 20...30 km/h ning üldiselt jõuavad kolme tunniga kas rannikuni või Läänemere avaosas. Läänemere avaosast Soome lahe keskossa ja Tallinna lahe piirkonda levivate lainete puhul kehtib sama reegel: kolme tunni jooksul laine kas jõuab rannikuni või on Tallinna lahe piirkonnast juba mööda liikunud. Seega ei sõltu 3 tundi kindla tugevuse ja suunaga puhunud tuule tekitatud lainevälja peamised omadused Tallinna lahel üldjuhul sellest, milline oli laineväli varem mingist teisest suunast ja/või teise tugevusega puhunud tuulega.

Erandiks on juhud, mil tuule parameetrid ei muutu pikema aja jooksul. Väikesed tuulesuuna muutused praktiliselt ei kajastu lainevälja dünaamikas (Lange *et al*, 2000). Tuule suuna aeglasel muutumisel jõuab laineväli kohaneda muutuvate tuuletingimustega ning lainete parameetrid on samad kui konstantse suunaga tuule puhul (Titov, 1969). Suuna järsud muutused üle 25–30° põhjustavad üldiselt lainekõrguse märgavat vähenemist (Titov, 1969; Komen *et al*, 1994). Tuule kiiruse väikesed muutused laineväljas praktiliselt ei peegeldu, kuid muutused rohkem kui 2 m/s võrra kajastuvad võrdlemisi kiiresti (Titov, 1969). Läänemere avaosas tekib lainevälja küllastumine (seisund, mil lainekõrgus enam ei kasva, sest tuule poolt lainetele antav energia on balanseeritud lainete sumbumisega) sõltuvalt tuule kiirusest 6–8 tunni jooksul (Soomere, 2001a). Lisades sellele aja, mis kulub lainetel Soome lahe suudmest Tallinna piirkonda levimiseks, on ka juhul, kui nii tuule suund kui ka kiirus püsivad konstantseina  $\pm 30^\circ$  ja  $\pm 2$  m/s täpsusega, lainetuse parameetrid Tallinna lahel meteoandmete täpsuse piires määratud viimase 12 tunni tuuletingimustega.

Nii pikaajalise kui ka ekstreemse lainekoormuse hindamisel on korrektne lähtuda keskmisest tuule kiirusest pikema ajavahemiku (vähemalt mõne tunni) vältel, mis vaadeldavas piirkonnas üldiselt ei ületa 20 m/s (Elken *et al*, 2000; Soomere, 2001a; b). Kõigepealt arvutati laineväljad 24st erinevast suunast puhuvate tuulte kiiruste 10 m/s,

15 m/s ja 20 m/s puhul ning 3–12 tundi kestva tuule jaoks. Nende suundade jaoks, kust puhuvate tuulte kiirus võib ületada 20 m/s, arvutati laineväljad ka tuule kiiruse 23 m/s jaoks. Lainetuse parameetrite arvutamisel analüüsiti kõigepealt tuule dünaamikat. Kui tuule suund või kiirus oli muutunud eelmise mõõtmishetkega võrreldes rohkem kui 30° või enam kui 2 m/s võrra, lähtuti eeldusest, et varem tekkinud lained ei mõjuta hetkel arenevat lainevälja. Lainetuse parameetriteks mõõtmishetkega piirneva  $\pm 1,5$  tunni jooksul loeti need, mis vastasid 3 tunni vältel ühtlaselt puhunud tuulele. Kui tuul oli püsinud ühtlasena ka eelmise 3, 6 või 9 tunni jooksul, loeti lainevälja parameetriteks sellise ajahetkega piirneva  $\pm 1,5$  tunni jooksul need parameetrid, mis vastasid 6, 9 või 12 tundi ühtlaselt puhunud tuulele.

Kasutatud skeem ülehindab mõnevõrra nii lainekõrgust, lainete keskmist perioodi kui ka energiat, eriti lühiajalistes ja/või lokaalsetes tormides. Skeem alahindab lainetuse parameetreid vaid lühikestel vaikel perioodidel tormide vahel, mis on võrdlemisi haruldased. Seetõttu tuleb allpool toodud Tallinna lahe loodusliku lainetuse parameetrite hinnanguid vaadelda pigem ülehinnatuina.

Kõik arvutused sooritati Soome lahe keskosa tuulerežiimile vastavate andmetega nii aasta lõikes kui ka eraldi sügistalvisel ja kevadsuvisel perioodil. Kasutati Helsingis mõõdetud tuule andmeid, mis peegeldavad suhteliselt hästi tegelikku tuult Soome lahe avaosas (Mietus, 1998; Soomere, Keevallik, 2003). Soome mandriosa ja saarestiku mõjul võivad olla mõnevõrra nõrgenenud põhja- ja läänetuuled. Seetõttu kasutati arvutuste teises seerias Läänemere avaosa tuulerežiimi Utö saarel mõõdetud andmete alusel. Et Läänemere avaosas on maksimaalsed tuulte kiirused tugevates tormides 2–3 m/s võrra suuremad kui Soome lahel, on selles seerias saadud lainetuse parameetrid tugevasti üle hinnatud.

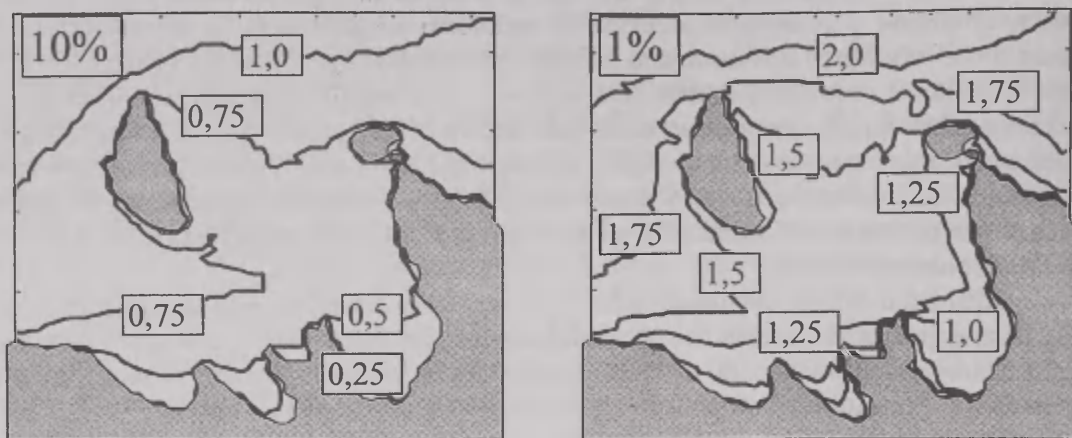
#### 4. Lainekõrgused

Kogu aasta lõikes on lainekõrgus Tallinna lahes võrdlemisi väike ning 50% ajast ei ületa 0,25 m. Vaid lahe keskosas Naissaare ja Aegna vahel ning Suurupi väinas võib lainekõrgus olla veidi suurem. Rõhutame, et siin ja edaspidi kasutatakse lainetuse iseloomustamiseks olulist lainekõrgust merel vähemalt 200 m kaugusel rannast. Rannalähedases murdlainetuses võivad üksikud laineharjad olla märgatavalt kõrgemad.

Lainekõrgus jääb 90% tõenäosusega väiksemaks kui 0,5–0,75 m praktiliselt kogu lahel ning on alla 0,5 m lahe siseosas Paljassaare poolsaare – Miiduranna sadama joonest lõuna pool (joonis 3). Lahe keskosas ületab lainekõrgus 1 m (lahe põhjaosas Aegna ja Naissaare põhjatippude joonel 1,25 m) tõenäosusega 2,5% (kusjuures Soome lahe avaosas on vastav lainekõrgus 1,5–2 m). Veel kõrgemaid laineid esineb harva: tõenäosusega 1% ületab lainekõrgus Tallinna lahe keskosas 1,25–1,5 m (Soome lahe avaosas 2–2,5 m, joonis 3). Suvesesoonil on nimetatud lainekõrgused 20–25% väiksemad ning sügistalvisel ajal samavõrra kõrgemad kui aasta lõikes.

Nii Helsingi kui ka Läänemere avaosa tuulerežiimile vastavad lainekõrguste tõenäosuste jaotused näitavad, et Aegna saare ja Viimsi poolsaare rannalähedases tsoonis laiusega 1–2 km on lainekõrgused kuni 25% väiksemad kui lahe avaosas. Tõenäosusega 97,5% on seal lainekõrgus alla 1 m (seejuures ranna lähistel alla 0,75 m). Selles piirkonnas jääb lainekõrgus tõenäosusega 99% alla 1 m ranna lähistel ja alla 1,25 m ca 1 km kaugusel rannast. Teisisõnu, aastast võetakse keskmiselt 3–4 päeval kokku ületab lainekõrgus selles piirkonnas 1 m (rannast eemal 1,25 m).





**Joon. 3.** Lainekõrguste (m) esinemise tõenäosused Tallinna lahel Helsingi (2000. a) tuuleandmete alusel. Samakõrgusjoonte vahe on 0,25 m.

**Fig. 3.** Probabilities for wave heights (m) on the Tallinn Bay. Wave regime has been computed on the basis of Helsinki (2000) wind data. Contour interval is 0,25 m.

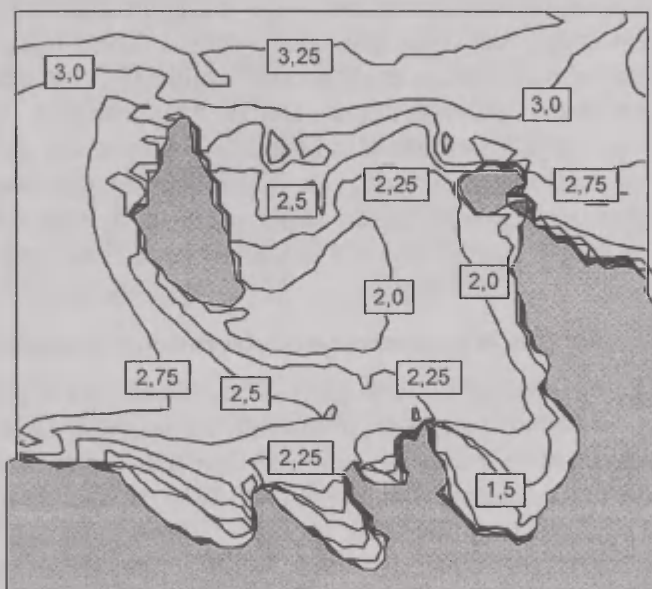
Viimsi poolsaare Muuga lahe poolse ranniku lähisel taoline vaikne piirkond puudub ning seal on lained kuni kaks korda kõrgemad kui poolsaare Tallinna lahe poolses küljes. Nimetatud vaikse piirkonna olemasolu tõenäoline põhjus on Aegna saare lääneosa ja sellest loodes asetseva madalaveelise ala mõju NNW tormidega tekkivale lainetusele. Mõju koosneb kolmest komponendist. Kõigepealt varjab saare lääneosa mõnevõrra Viimsi poolsaare läänerannikut. Aegnast loodest asetsev madal toimib laineenergiat koondava piirkonnana. Osa Tallinna lahe poole levivast laineenergiast koondub sinna murdlainetesse ning seal tekib ulatuslik lainekõrguste anomaalia. Lisaks pöörduv osa NNW suunast saabuvatest lainetest Aegna lääneranniku poole ning ei levi lahte.

Naissaare idaranniku lähisel selline vaikne tsoon Helsingi tuulerežiimile vastavates laineväljades puudub, kuid avaldub Läänemere avaosa tuulerežiimi alusel arvutatud lainekõrguste jaotuses. Selline iseärasus näitab, et Läänemere avaosas tekivad kõrged lained enamasti läänekaarte tuulega, kuid Soome lahes (kus tuulte kiirused on mõnevõrra ja lainekõrgused oluliselt väiksemad kui Läänemere avaosas) on idakaarte tuultel suhteliselt suur osa kõrgete lainete kujundamisel.

Toodud analüüs väljendab peamiselt kõnesoleva piirkonna avatust laineid tekitavale tuulele ning vähem avamerelt saabuvale lainetusele. Mingi piirkonna avatust avamere suunas iseloomustavad paremini sealsete ekstreemsete lainete parameetrid. Aasta lõikes keskmiselt üks kord esinevate maksimaalsete lainekõrguste jaotus (joonis 4) näitab samuti, et Tallinna laht on kõrgete lainete eest hästi varjatud. Lahe siseosas Tallinn-Helsingi laevatee piirkonnas on keskmiselt üks kord aastas lainekõrgus 2,1–2,2 m (Soome lahe avaosas 3,5 m). Viimsi poolsaare ranniku lähedal on aga selgelt väljendunud tsoon, kus maksimaalne lainekõrgus kord aastas on veel väiksem (1,6–1,8 m). Viimsi poolsaare Muuga lahe poolse ranniku lähisel on lainetuse aktiivsus oluliselt suurem kui

Tallinna lahe poolsel küljel ning maksimaalsed lainekõrgused üks kord aastas on seal praktiliselt samad, mis Soome lahe keskosas.

Suuremal osal Naissaare Tallinna lahe poolsest rannast esinevad sama kõrged lained kui Tallinn-Helsingi laevateel. Naissaarest kagus on aga ulatuslik ala, kus aastane maksimaalne lainekõrgus jääb alla 2 m (kusjuures Suurupi väinas ulatub see üle 2,5 m). Naissaare lääneranniku lähistel avamerel on aga aastane maksimaalne lainekõrgus 3–3,5 m. Seega varjavad Naissaar ja Suurupi poolsaar efektiivselt Tallinna lahte lääne poolt tulevate kõrgete lainete eest. Oluline osa lainekõrguste vähenemisel on Naissaarest lõuna pool asuva mereala põhja topograafial. Suurupi, Kakumäe ja Kopli poolsaarte lähistel asuvad mitmed lainekõrguse anomaaliad. Suhteliselt suur lainekõrgus (kuni 2,3 m) võib esineda Paljassaare poolsaare tipu lähistel. Suurupi nina lähistel asuva madalaveelise ala piirkonnas on maksimaalne lainekõrgus 10% ja Kakumäe lähistel 20% kõrgem kui naaberaladel. Osa laineenergiast koondub nendes piirkondades tekkivatesse murdlainetesse ega jõua Tallinna lahte.



**Joon. 4.** Maksimaalne oluline lainekõrgus (m) keskmiselt üks kord aastas Tallinna lahel. Samakõrgusjoonte vahe on 0,25 m.

**Fig. 4.** Maximum significant wave height (m) once a year on the Tallinn Bay. Contour interval is 0,25 m.

Ka Naissaare ja Aegna vahel asetsevad madalad (Naissaare madal, Keskmadal ja Littegrund) takistavad suhteliselt kõrgete lainete levimist Tallinna lahte. Jooniselt 4 ilmneb, et laineenergia koondumine nende madalate lähistel ning lainekõrguse lokaalne suurenemine (mis looduses vastab enamasti intensiivse murdlainetusega piirkondadele) põhjustavad lainekõrguste vähenemist suurel merealal Naissaarest kagu pool. Aegnast loodes asetseva laineenergia koondumise piirkonna mõju on analüüsitud ülal.

Läänemere avaosa tuulerežiimile vastavad keskmiselt üks kord aastas esinevad maksimaalsed lainekõrgused ületavad kirjeldatud kuni kaks korda ning neid võib

vaadelda maksimaalsete lainekõrgustena ekstreemsetes tormides. Ka selliselt defineeritud lainekõrguste analüüs näitab, et Tallinna laht on avamerelainete eest hästi varjatud. Lainekõrguse maksimum lahe siseosas on Tallinn–Helsingi laevatee piirkonnas, kus oluline lainekõrgus võib ulatuda nelja meetrini. Nii Naissaare, Aegna saare kui ka Viimsi poolsaare Tallinna lahe poolse külje rannalähedases piirkonnas on maksimaalsed lainekõrgused oluliselt väiksemad ning on vahemikus 2,5–3 m.

Tallinna lahe kuju ning selle põhja topograafia eripära tõttu on lahes ekstreemsed lainekõrgused oluliselt väiksemad kui Soome lahe avaosas. Analüüsitud jaotused näitavad, et Tallinna lahel esinevad kõrged lained tavaliselt loodetuultega. Idakaarte tuulte tekitatud lained nendega võrreldavad. Põhjuseks on asjaolu, et loodetuulte jooksumaa on suhteliselt lühike ning ida- ja kirdetuulte oma üsna pikk. Ekstreemsete lainete tekkimisel on ida- ja kirdetuulte roll siiski tagasihoidlik, mida näitab ulatuslik suhteliselt väikeste lainekõrgustega ala Naissaarest kagus.

Aastased lainekõrguste maksimumid esinevad eranditult sügis-talviti. Keskmiselt kord aastas suviti esinevad maksimaalsed lainekõrgused on praktiliselt kogu lahe kesk- ja põhjaosas 1,6–1,7 m ning lahe lõunaosas 1–1,3 m. Seega tekitavad kevadsuvisel ajal (suhteliselt) kõrgeid laineid valdavalt lõunakaarte tuuled. Kontrolliks arvatud vastavad lainekõrgused Läänemere avaosa tuulerežiimi alusel olid 2,0–2,3 m praktiliselt kogu lahel ning näitasid samuti edelatuulte tekitatud lainete domineerimist. Suviste kõrgeimate lainete perioodid on selgelt väiksemad sügistalviste kõrgeimate lainete perioodidest. Perioodide erinevus tuleneb lainete erinevast 'päritolust' eri aastaaegadel. Sügistalvisel ajal jõuavad Tallinna lahte kõrged lained lääne- ja loodetuultega, mille jooksumaa on oluliselt suurem kui suvisel ajal kõrgeimaid laineid tekitavatel edelatuultel.

## **5. Lainete energia, võimsus ja parameetrid ekstreemsetes tormides**

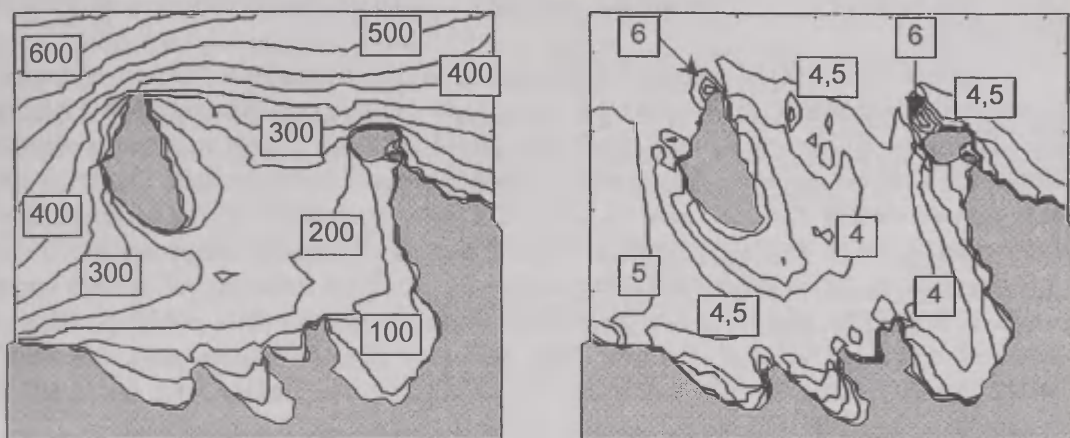
Nii lainevälja energia kui ka võimsus Tallinna lahel on 3–4 korda väiksemad kui Soome lahe avaosas. Nende jaotused sarnanevad ülal esitatud lainekõrguste jaotusele (joonis 5). Maksimaalsed väärtused on neil suurustel lahe keskosas ning eriti Suurupi väinas, kus lainete võimsus aasta lõikes on 250–400 W/m, kevadsuvisel perioodil alla 250 W/m ning sügistalvisel ajal kuni 500 W/m.

Rannalõikudes Aegna läänetipust kuni Tallinna lahe lõunaosani ning Naissaare idaranniku lähistel on nii lainete energia kui ka võimsus kuni kaks korda väiksemad kui lahe keskosas (võimsus 170–250 W/m kogu aasta lõikes, 100–140 W/m kevadsuvisel ajal ning 250–250 W/m sügistalvisel perioodil). Naissaare idaranniku lähistel on selgelt eristunud suhteliselt kitsas tsoon, kus lainete energia ja võimsus on veel kuni kaks korda väiksemad kui lahe avaosas. Läänemere avaosa tuulerežiimile vastavad lainete energia ja võimsuse jaotused demonstreerivad veel selgemalt suhteliselt madala lainetuse intensiivsusega alade olemasolu Aegnast lõuna pool ning Naissaare idaranniku lõunapoolses osas.

Nagu selgub NSVL tuuleatlastest, võib tuule kiiruseid üle 25 m/s uuritavas piirkonnas esineda suhteliselt tihti (Spravočnik po klimatu SSSR, 1966). Sellised andmed peegeldavad aga enamasti tuule kiirust lühiajalistes ruumiliselt lokaliseeritud pagides, mis üldiselt kas märkimisväärsed laineid üldse ei tekita või kui, siis lühiajaliselt ning väikeses piirkonnas. Tegelikud keskmised tuule kiirused ekstreemsetes tormides on oluliselt väiksemad. Nii oli 2001. a novembritormi ajal maksimaalne 6 tunni keskmine tuule kiirus Ristinina neemel (Keibu ja Alliklepa lahtede vahel Soome lahe lääneosas) ca



30 m kõrgusel vaid 23 m/s. Keskmise tuule kiirus 10 minuti pikkuste lõikude vältel oli mitmel korral üle 25 m/s ning ulatus isegi 27,5 meetrini sekundis (T. Tomson, TTÜ Energeetika Instituut, personaalne informatsioon). Saksa laineteadlaste hinnagul tekkisid selle tormi ajal Eesti looderanniku lähistel viimase 50 aasta kõrgeimad lained (H. Günther, GKSS Geesthacht, personaalne informatsioon). Vilsandi ja Gotlandi (Näsudden) erinevatel kõrgustel mõõdetud tuuleandmete võrdlus (Soomere, 2001b) näitab, et rannikul ca 30 m kõrgusel mõõdetud tuule kiirus on lähedane tuuletingimustele avamerel 10 m kõrgusel (mida kasutatakse lainearvutustes algandmetena). Seetõttu on tuule keskmiseks kiiruseks ekstreemsetes tormides Soome lahel valitud 23 m/s.



**Joon. 5.** Lainete keskmine energiatihedus ( $\text{J/m}^2$ ) aasta lõikes Helsingi (2000.a.) tuuleandmete alusel (vasakul) ja lainekõrgused (m) ekstreemses NNW tormis (paremal; tuul on puhunud 6 tundi kiirusega 23 m/s). Vasakul paneelil on isojoonte vahe  $50 \text{ J/m}^2$ , paremal 0,5 m.

**Fig. 5.** Annual mean energy density of wind waves ( $\text{J/m}^2$ ) calculated on the basis of the Helsinki (2000) wind data (left panel) and wave heights (m) in an extreme NNW storm (wind speed 23 m/s; storm duration 6 hours, right panel). The contour interval is  $50 \text{ J/m}^2$  (left) or 0,5 m (right).

Lainekõrguste jaotus ekstreemses NNW tormis (joonis 5), mille tuuletingimused vastavad 2001. a novembritormile, kattub nii kvalitatiivselt kui kvantitatiivselt Läänemere avaosas tuulerežiimi alusel arvatud keskmiselt üks kord aastas esinevate maksimaalsete lainekõrgustega; seega on viimaste kasutamine lainekõrguste iseloomustamiseks ekstreemsetes tormides Tallinna lahel igati sobiv. Soome lahe avaosas on lainekõrgused 4,5–4,7 m ning Tallinna lahe keskosas Tallinn–Helsingi laevateel veidi üle 4 m. Selgelt on väljendunud mitmed topograafilised lainekõrguse anomaaliad. Neist kõige olulisema mõjuga piirkonnad asuvad Naissaare ja Aegna põhjatippude lähistel. Sinna koondub osa Soome lahe avaosast saabuvast laineenergiast, mistõttu Tallinna lahte jõudvate lainete kõrgus mõnevõrra väheneb. Samalaadne mõju on Suurupi nina ja Kakumäe poolsaare loodetipu lähistel asuvail madalail, mille lähiste koondub osa lääne poolt saabuvast

laineenergiast. Aegna ja Naissaare vahelistest madalatest lõuna pool on lainekõrgus kui 20% väiksem kui Tallinn-Helsingi laevateel.

Naissaare idaranniku põhjapoolses osas on lainetuse parameetrid praktiliselt samad, mis Tallinna lahe põhjaosa muudel aladel. Seevastu on ranniku lõunapoolse kolmandiku lähisel lainekõrgus 25–30% väiksem kui Tallinna lahe avaosas. Samuti on lainekõrgus suhteliselt väike Aegna läänetipu ja Rohuneeme sadama vahelises piirkonnas. Pandju saarest lõuna pool (eriti Viimsi vabaõhumuuseumi piirkonnas ja Miiduranna sadama ning Merivälja muuli lähisel) ulatub 3meetrise olulise lainekõrgusega mereala rannajoone vahetusse lähedusse. Erinevalt Aegna–Rohuneeme piirkonnast jõuavad kõrged lained Pandju saarest lõuna pool randa peamiselt tuule suunas ning suhteliselt väikese nurga all rannajoonega. Selliste lainete mõju rannaprotsessidele on oluliselt suurem kui rannaga risti saabuvate lainete puhul – kujukalt demonstreeris seda 2001. a novembritorim.

Tallinna lahel võivad esineda kõrged lained ka läänetormidega. Läänest saabuvate lainete leviku iseärasuste analüüsiks tehti arvutused 6 tundi kestva läänetormi jaoks, mille tuule keskmine kiirus on 23 m/s. Sellised tormid on väga haruldased, kuna näiteks Läänemere avaosas ei tohiks läänetuule keskmine kiirus 6 tunni jooksul üks kord 100 aasta jooksul ületada 22 m/s (Soomere, 2001b). Lainekõrgus avamerel Naissaarest läänes ulatub siis 6,5–6,7 meetrini. Selline lainekõrgus on siiski tõepärane, kuna Pakri vaatlusjaamas on 1959–1980 mitmel korral registreeritud 5,5 m kõrguseid ja ühel korral kuni 6 m kõrguseid laineid (Soomere *et al*, 2002). Naissaar ja selle põhjatipu lähisel asetsevad madalad varjavad Tallinna lahe põhjaosa kõrgete lainete eest. Naissaare idarannikul on vaikne ala lainekõrgusega alla 2 meetri. Tallinn–Helsingi laevateel on lainekõrgus 3,5–3,7 m lahe põhjaosas ning ulatub 4 meetrini Miiduranna lähisel.

Mõnevõrra ootamatu on, et läänetormidega lahte sisenevad kõrged lained sumbuvad suhteliselt kiiresti Suurupi väinas. Piirkond, kus oluline lainekõrgus üle 4–5 m, ulatub vaid Paljassaare poolsaare tipuni ning Tallinna lahe siseosas jääb lainekõrgus alla 4 meetri. Sellise iseärasuse tõenäoliseks põhjuseks on mitmete madalate mõju. Siiski võivad ekstreemsete läänetormidega lained olulise lainekõrgusega kuni 3,5 m jõuda Viimsi poolsaare ranniku vahetusse lähedusse alal, mis hõlmab piirkonda Pandju saarest Merivälja muulini.

## 6. Arvutusliku lainetuse režiimi põhijooned

Lainetuse režiimi iseloomustavad keskmised parameetrid Tallinna lahe erinevates osades on toodud tabelis 2. Tallinna laht on valitsevate tuulte eest võrdlemisi hästi varjatud. Edela- ja lõunatuulte eest varjab lahte Eesti mandriosa ning nende tuultega on lainekõrgus lahes üldiselt alla 1 m. Idakaare tuulte eest varjavad lahte Aegna saar ja Viimsi poolsaar. Kirdest saabuvatele lainetele on avatud vaid Naissaare idaranniku põhjapoolne osa. Kõrgeimad lained saabuvad lahte lääne-, loode- ning NNW tuultega. Nendes suunadesse on avatud Viimsi poolsaare ja Aegna läänerannik.

Tallinna lahe lainetuse režiimil on tugev sesoonne muutlikkus. Keskmised lainekõrgused sügis-talvisel perioodil on ca 50% suuremad kui kevad-suvisel ajal; vastavalt on lainete keskmine energia ja võimsus ca kaks korda suuremad kui kevadsuvisel ajal.

Tallinna lahe erinevate osade lainekoormus on võrdlemisi muutlik. Kõigil aastaaegadel on selgelt eristatavad keskmisest madalama lainetuse intensiivsusega alad

Naissaare idaranniku lõunapoolses osa, Aegna edela- ja lõunaranniku ning praktiliselt kogu Viimsi poolsaare Tallinna lahe poolse ranniku lähistel. Need kattuvad vaid osaliselt aladega, kus maksimaalsed lainekõrgused on suhteliselt madalad. Mõlemas plaanis vaiksed piirkonnad on Naissaare idaranniku lõunapoolne kolmandik ning Aegna läänetipu ja Rohuneeme sadama/Püünsi vaheline rannalõik. Naissaare idaranniku kesk- ja põhjaosa on suhteliselt avatud ning teatavate tuulte suundade puhul (eelkõige loodetormid ning pika jooksumaaga tugevad idatuuled) võivad kõrged lained jõuda ranna vahetusse lähedusse. Rannapiirkonda Püünsist Merivälja sadamani võivad jõuda nii tugevate loodekui ka läänetormidega tekkivad kõrged lained.

**Tabel 2.** Tüüpilised arvutuslikku lainerežiimi iseloomustavad suurused Tallinna lahe rannavööndi erinevates piirkondades. Lainekõrguse all mõeldakse olulist lainekõrgust; suurima lainekõrguse all keskmiselt üks kord aastas esinevat suurimat olulist lainekõrgust ning Naissaare põhja- ja lõunaosa all saare idaranniku vastavat osa.

**Table 2.** Typical values of selected parameters (mean significant wave height, maximum significant wave height occurring once in year, mean energy density and mean power flux density) describing wind wave regime in different areas of the Tallinn Bay.

Omadus Piirkond	Sügavus m	Suurim lainekõrgus, cm	Keskmine lainekõrgus, cm			Keskmine energiatihedus, J/m <sup>2</sup>			Keskmine võimsustihedus, W/m		
			Aasta	Suvi	Talv	Aasta	Suvi	Talv	Aasta	Suvi	Talv
Aegna loodeosa	6	216	32	25	39	252	175	330	419	275	563
Aegna edelaosa	6	184	24	18	30	146	89	205	227	125	329
Rohuneem	5	181	22	17	28	139	85	193	210	114	306
Püünsi	5	179	21	16	27	138	86	192	215	119	311
Pringi	4	180	18	14	23	110	71	149	174	102	246
Naissaare põhjaosa	6	294	24	21	28	205	162	248	394	291	497
Naissaare lõunaosa	7	212	17	16	19	122	108	136	224	190	258
Laevatee	~50	212	33	27	41	261	200	336	385	258	512
Soome laht	~50	330	51	38	65	594	364	828	982	547	1420

Kirjeldatud suhteliselt väikese lainetuse intensiivsusega rannalähedased tsoonid on tingitud Tallinna lahe geomeetria ja tuulerežiimi spetsiifikast. Sellised tsoonid puuduvad nii Naissaare lääne- ja põhjarannikul, Aegna looderannikul kui ka Viimsi poolsaare Muuga lahe poolsel rannikul, kus lainetuse intensiivsus on vaid veidi väiksemad vastavatest väärtustest avamerel.

Toodud analüüsist järeldub, et lainetuse seisukohalt kujutab suurem osa Tallinna lahe rannavööndist (sh Naissaare idaranniku põhjapoolne osa ning Viimsi poolsaare rand Püünsist lõuna poole) endast peamiselt kulutusranda, kus kuhjepiirkonnad saavad olla vaid episoodilised ning asetseda väikestes poolsuletud lainesoppides. Naissaare idaranniku lõunapoolses kolmandikus ning Aegna sadama ja Rohuneeme sadama vahelisel alal on tõenäoline kuhjepiirkondade esinemine.



## Tänuavaldused

Artikli aluseks olevad arvutused sooritati põhiosas SA Keskkonnainvesteeringute Keskuse Maapõue programmi projektide 14/2001 ja 2/2002 raames. Artikkel valmis ETF granti 4025 toetusel.

## Kirjandus

- Elken, J., Soomere, T., Kask, J., Kõuts, T., Liiv, U., Perens, R., Rõõm, R., 2000. Saaremaa süvasadama võimalike asukohtade hüdrodünaamilised ja geoloogilised uuringud. Eesti Mereinstituut, Tallinn.
- Keevallik, S., 2003. Tallinna lahe tuuled. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 93, 217-226.
- Komen, G.J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, P.A.E.M., 1994. Dynamics and modelling of ocean waves. Cambridge University Press.
- Lange, B., Kofoed-Hansen, H., Johnson, H., Mann, J., 2000. Influence of a fluctuating wind field on fetch limited wave growth. Ettekanne BOOS konverentsil, Copenhagen, 31.10-01.11.2000.
- Massel, S.R., 1989. Hydrodynamics of coastal zones. Elsevier.
- Mietus, M., 1998. The climate of the Baltic Sea Basin, Marine meteorology and related oceanographic activities. Report No. 41, World Meteorological Organization.
- Orviku, K., 2001. Eesti rannad kahanevad. Maaleht, 24.05.2001.
- Seifert, T., Kayser, B., Tauber, F., 1995. Bathymetry data of the Baltic Sea. Institut für Ostseeforschung, Warnemünde.
- Soomere, T., 2001a. Wave regimes and anomalies off north-western Saaremaa Island. Proc. Estonian Acad. Sci. Engng., 7, 157-173.
- Soomere, T., 2001b. Extreme wind speeds and spatially uniform wind events in the Baltic Proper. Proc. Estonian Acad. Sci. Engng., 7, 195-211.
- Soomere, T., Elken, J., Kask, J., Keevallik, S., Kõuts, T., Metsaveer, J., Peterson, P., 2002. Laevaliikluse purustav mõju Viimsi poolsaare, Aegna ja Naissaare randadele ning selle neutraliseerimise võimalused. Lühiaruanne. TTÜ Meresüsteemide Instituut, Tallinn.
- Soomere, T., Keevallik, S., 2001. Anisotropy of moderate and strong winds in the Baltic Proper, Proc. Estonian Acad. Sci. Engng., 7, 35-49.
- Soomere, T., Keevallik, S., 2003. Directional and extreme wind properties in the Gulf of Finland. Proc. Estonian Acad. Sci., Engng (käsikiri, esitatud ilmuniseks).
- Spravočnik po klimatu SSSR, 1966. Vypusk 4, Estonskaja SSR, Čast' 3. Veter. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Vahter, R., 2002. Ülevaade tuule vaatlustest Tallinna sadamas EMHI andmekogude osakonnas olemasolevate materjalide kohta. Käsikiri EMHIs.
- Tuomi, L., Pettersson, H., Kahma, K., 1999. Preliminary results from the WAM wave model forced by the mesoscale EUR-HIRLAM atmospheric model. Report series of the Finnish Institute of Marine Research, 40, 19-23.
- Titov, L.F., 1969. Vetrovyje volny. Gidrometeoizdat, Leningrad.

## **Natural Wave Regime of Tallinn Bay**

**Tarmo Soomere**

*Marine Systems Institute, Tallinn Technical University*

### **Summary**

The wind wave regime in the Tallinn Bay has been analysed on the basis of long-term computations of wave fields, using the nested WAM model forced by the Helsinki and Utö wind data. The annual mean wave heights, wave energy density, wave-induced power flux density, and maximum wave heights occurring once a year (1-year return wave heights) as well as occurring in extreme storms have been computed. Naissaar and Viimsi Peninsula together with numerous banks and shallow areas effectively shelter the bay from the waves coming from the dominating wind directions (western and northeastern). The properties of the wave field vary significantly in different areas of the bay. The highest waves occur in the vicinity of the Tallinn-Helsinki ship line, where the significant wave height exceeds 2 m at least once a year, and may reach 4 m in extreme NNW storms. The calmest areas of the central part of the bay are located in the coastal zone between Aegna Island and Rohuneeme harbour (Viimsi Peninsula), and off the southeastern coast of Naissaar Island.

## **Peipsi veetaseme pikaajalised kõikumised ja nende Maa-välised põhjused**

Ago Jaani

*Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut*

Valeri Beljazo

*Arktika ja Antarktika Instituut, St. Peterburg*

### **1. Sissejuhatus**

Vee hulk ja selle muutumine ajas on järve kui veekogu oluline karakteristik. Vee hulk järves ei ole asi iseeneses. Selle ajalise muutumise kujundavad veerežiimi muutused valgalal – ühe aasta piirides konkreetse aasta meteoroloogiliste tingimuste aastaajaline käik ja selle iseärasused paljuaastase muutlikkuse taustal, pikema aja vältel aga valgala kliimatingimuste muutused. Seega on vee hulga pikaajalised muutused suurtes ja suure valgalaga järvedes üsna ilmekad integraalsed kliima muutumise näitajad vähemalt selle valgala piirides.

### **2. Lähteandmed**

Vee hulga funktsiooniks järves on hüdromeetriaajaamades mõõdetav veetase. Aja jooksul on Peipsil töötanud terve hulk hüdromeetriaamu, millest praeguseks on tööle jäänud ilmselt kõige ratsionaalsem ja majanduslikult jõukohane hüdromeetriavõrk. Käesolevas töös on kasutatud Mustvee kui kõige kättesaadavama, kõige pikema ja parima kvaliteediga andmereaga veemõõtja (hüdromeetriaajaama) andmeid.

Mustvee hüdromeetriaaamas alustati mõõtmisi märtsis 1921. Mustvee hüdromeetriaaam on kujunenud reeperjaamaks, mille andmerida on garanteeritud kvaliteediga ja mille pidev töötamine ka tulevikus on tagatud. Veerežiimi paljuaastase muutlikkuse iseloomustamiseks on kasutatud 117aastast andmerida (1885–2001), mis koosneb kolmest osast.

1. Igapäevaste mõõtmiste alusel arvutatud aastakeskmised alates aprillist 1921. Hüdrotehniliste tööde või sõjategevuse tõttu mõõtmistes tekkinud üksikud lüngad (1937, 1944, 1945) on taastatud korrelatsiooni teel teiste veemõõtjate andmete järgi.

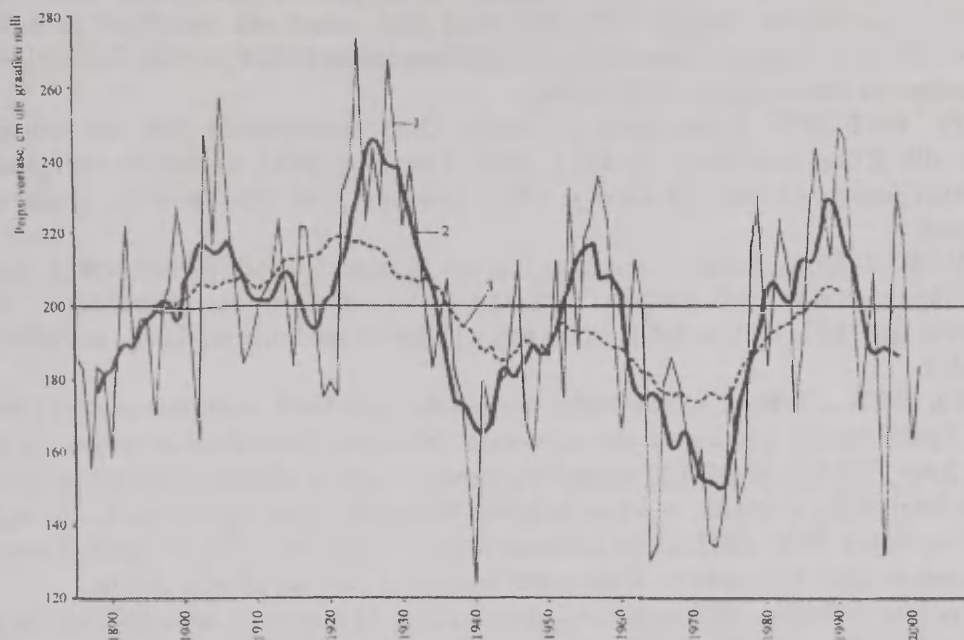
2. Aastakeskmised perioodidel 1885–1902 ja 1918–1921 on saadud korrelatsiooni teel Tartu veemõõtja (Emajõe) suviste mõõtmisandmetega. Korrelatsioonikoefitsient  $r = 0,92 \pm 0,014$  näitab Emajõe ja Peipsi veetasemete tihedat seost ja selle järgi oli võimalik määrata Peipsi aastakeskmist veetaset täpsusega  $\pm 13$  cm, mis moodustab aastakeskmiste veetasemete amplituudist Mustvees (149 cm tegelike mõõtmiste järgi) 9% (Eipre, 1964).

3. Aastakeskmised perioodil 1903–1919 on saadud kuukeskmiste veetasemete korrelatsiooni teel Vasknarva veemõõtja andmetega. Samal teel on saadud 1921. a alguse (jaanuar–märts) kuukeskmised veetasemed (Eipre, 1964; 1983).



### 3. Veetaseme paljuaastane käik ja selle tsükliline iseloom

Peipsi veetasemete paljuaastases käigus avaldub selge tsüklilisus (joon. 1). Kasutades andmerea silumiseks lihtsat libisevat keskmistamist ja XIX sajandi kohta ka andmeid kirjandusest, võime Peipsi veetaseme aegreas eristada järgmisi pikaajalisi tsükleid.



**Joon. 1.** Peipsi veetaseme paljuaastased kõikumised: 1 – iga-aastased veetasemed; 2 – 7-aastased libisevad keskmised; 3 – 23-aastased libisevad keskmised.

**Fig. 1.** Long-term variations in water level in Lake Peipsi: 1 – annual time series; 2 – 7-year moving average; 3 – 23-year moving average.

**I. 1855–1887.** Kestus 33 aastat. Kuna Peipsi andmerida algab alles 1885. aastast, siis sellise tsükli väljatoomine Peipsi suhtes võib tunduda küsitavana ja vajab selgitust. Siin on kasutatud ka Laadoga järve vaatlusandmeid, sest Laadoga veetaseme silutud käik on sünkroonne Peipsi omaga (Jaani, 1973). Laadogal algasid vaatlused 1859. aastal ning veetaseme käigu järgi võiks seda aastat pidada kõnealuse tsükli alguseks. Euroopa veerohkuse tsüklilisi muutusi põhjalikult uurinud A. Šnitnikov (1969) peab selle tsükli alguseks 1855. aastat ja nii oleme teinud siin meiega. Näib, et siin võib tegu olla ka kahe lühema tsükliga või koosneb see tsükkel kahest lühemast: 1855–1876 (kestus 21 a) ja 1877–1887 (11 a). Saima järvel oli 1875. aastal samuti väga sügav ja järsk miinimum (Šnitnikov, 1969). Silutud kõver aga Saimal kahte tsüklit esile ei too. Mõnevõrra lõuna pool, Nemunase jõel (kus vaatlused algasid 1812. a) eristub kõnealustes ajalistes raamides juba selgesti kaks tsüklit. Ilmselt jaguneb see tsükkel lõuna pool tõesti kaheks iseseisvaks tsüklikuks (sest looduslike muutuste tsüklilisus avaldub eri paigus erinevalt). Laadoga ja Peipsi on nähtavasti selle jagunemise piirialal. Veerikkaim aasta selles tsüklis oli ilmselt 1879, olgugi, et väga veerikas oli ka 1868. aasta Laadogal ja 1867. aasta Peipsil (Vahtre,

1970). Enne kõnealust tsükli olid väga veerikkad ka 1840. ja 1844. a. Kui oletada, et need aastad olid eelmise pikaajalise tsükli maksimumiks, võib omakorda oletada meie tinglikule esimesele tsüklile eelnenud umbes sama kestusega tsükli XIX sajandi 30–50ndatel aastatel.

**II. 1888–1921.** Kestus 33 aastat. Veerikkaimad aastad olid sajandivahetusel ja uue sajandi algul: Laadogal 1900, 1903–1905, Peipsil 1903 ja 1905.

**III. 1922–1940.** Esimene lühike tsükkel – kestus ainult 19 aastat, kuid see on kogu vaatlusrea veerohkeim. Aastad 1922–1932 olid kõik suhteliselt veerohked ja sellesse perioodi jäävad ka kogu andmerea kõige veerikkamad aastad 1924 ja 1928. Tsükkel lõpeb kogu andmerea veevaeseima, 1940. aastaga.

**IV. 1941–1973.** Kestus jälle 33 aastat. Oma maksimumilt jääb see eelmisele tsüklile alla. Kõige veerohkem oli 1957. aasta (Laadogal 1958), suhteliselt veevaene oli 1960, eriti veevaesed olid aga 1964 ja 1965. Laadogal olid 1960. ja 1961. a aga väga veevaesed.

**V. 1974–1996.** Kestus 23 aastat. Ka see tsükkel kujunes lühikeseks ja ilmselt lõppes väga veevaese 1996. aastaga. Mitu aastat olid suhteliselt veerohked: 1979, 1982, 1988, eriti aga 1987, 1990 ja 1991. Eelmisest tsüklist oli see kõrgem, jäi aga madalamaks III tsüklist.

**VI. 1997–...** Seni on selles tsükli olnud kaks suhteliselt veerohket aastat (1998 ja 1999). Tsükli edasist käiku on raske ennustada. Matemaatilis-statistilise prognoosi järgi (Jaani, Reap, 2001) peaksid XXI sajandi esimesed 15 aastat olema suhteliselt veerohked ja selle järgi oleks võimalik, et ka selle tsükli kestuseks võiks kujuneda 20...25 aastat. Samas on aastad 2000–2002 olnud üsna veevaesed. Võimalik on ka III tsükliga sarnase üle 30aastase tsükli kujunemine. Kuid antud kontekstis pole see praegu oluline.

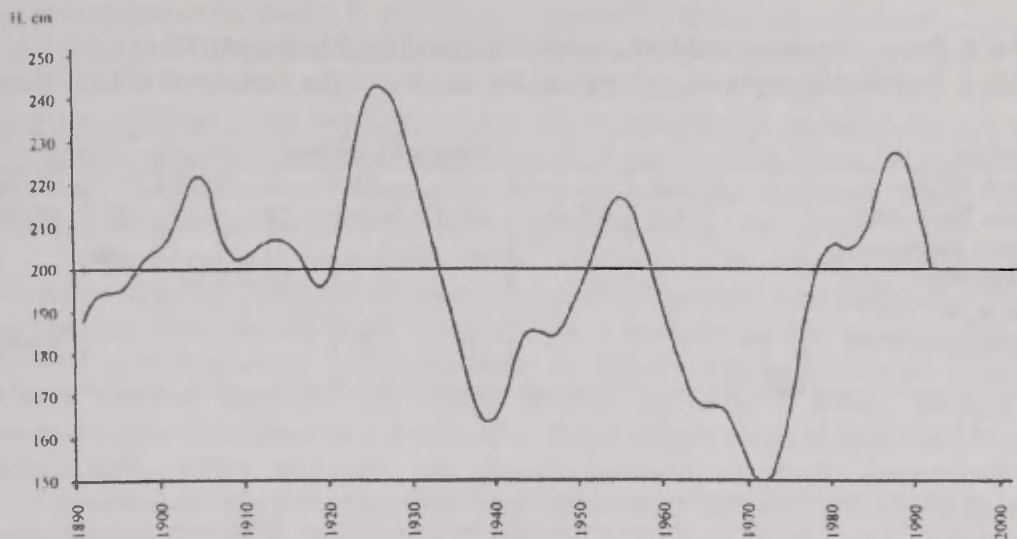
Joonise 1 tähelepanelikumal vaatlemisel (köver 3) tundub, et sealt võib nähtuda ka pikem, tinglikult sajandiliseks nimetada võidav tsükkel. See võis alata XIX sajandi 80ndate aastate keskel ja lõppeda meie sajandi seitsmekümnendate aastate sügava miinimumiga. Seega on meie andmerida väga esinduslik, hõlmates sajandilise tsükli tervikuna.

Kui ülalöeldu on õige, siis kuulus meie poolt eraldatud esimene tsükkel (või vähemalt selle esimene pool) eelmisse sajandilisse tsükli. Nagu ülalpool oli öeldud, oli möödunud sajandi keskpaigas vähemalt kaks väga veerohket perioodi – 1840ndatel (eriti 1844. a) ja 1860ndatel (eriti 1867. a, kui S. Vahtre (1970) andmetel oli Peipsi ääres olnud sama hull olukord kui 1844. a). Samal ajal näitavad arvutused (Eipre, 1964; 1983), et nimetatud väga veerohketel aastatel oli veetase siiski madalam, kui seni kõige veerohkemal 1924. aastal.

Seega väljenduvad Peipsi veerohkuses reaalsed tsüklid kestusega 18–33 aastat, mis vastab klimatoloogias tuntud Brückneri tsüklitele keskmise pikkusega 35 aastat varieeruvusega 20–25 kuni 40–50 aastat. Eespoolnimetatud tsüklid olid leitud väga lihtsa rea silumise operatsiooniga (filtreerimine libiseva keskmisega), sest naturaalne andmerida näitab ainult 2–3aastase tsüklilisuse olemasolu (veerohkem aasta vaheldub 1–2 veevaesema aastaga või vastupidi). Veerohkuse tsüklid olid välja toodud miinimumide järgi (miinimumist miinimumini), nagu seda tavaliselt ka tehakse.

Mõnevõrra teistsuguse tulemuseni jõuame, kui lähtume maksimumidest, tehes enne läbi andmerea 6kordse silumise 3aastase sammuga. Sellist meetodit Baltikumi jõgede ära-voolu uurimisel on kasutanud Läti hüdroloog Glazačeva (1977), aga ka mitmed vene hüdroloogid. Nüüd võtab graafik veidi teise ilme (joon. 2). Algne üsna sakiline graafik

muutub korrapäraseks neljatipuliseks kõveraks tippude vahega 27,7 aastat. Kui seda kõverat ekstrapoleerida, saame veerohkuse eelmise miinimumi ajaks möödunud sajandi 80ndate aastate keskpaiga (kus me arvasime ta olevat ka naturaalse andmerea järgi) ja “miinus esimese” tsükli maksimumi 40ndatel aastatel, kus ta meie eespool esitatud arvamuse järgi ka oli.



**Joon. 2.** Peipsi paljuaastane veetaseme käik, silutud 6kordse 3aastase libiseva keskmistamisega.

**Fig. 2.** Long-term curve of water level in Lake Peipsi smoothed, using the three-year moving mean six times.

#### 4. Veetaseme tsükliliste kõikumiste perioodilised komponendid

Looduslike dünaamiliste protsesside kulgu ja ajalist muutlikkust kujundavad paljud suuremaulatuslikud ja samaaegselt toimivad tegurid, millest enamus on perioodilise iseloomuga või sisaldavad tugevat perioodilist komponenti. Looduses avalduvad tsüklilised muutused kujunevad paljude perioodiliste komponentide interferentsi tulemusena. Eri autorite poolt, eri meetoditel ja eri eesmärkidel on Peipsi veerohkuse ajalises muutlikkuses välja toodud perioodilisi komponente, mis alljärgnevas tabelis on rühmitatud nende kestuse järgi.

Tabelis 1 on Peipsi veerohkuse andmereas sisalduvad perioodilised komponendid välja toodud peamiselt spektraalanalüüsi meetoditega. Sama andmerida on analüüsitud V. Solntsevi poolt Peterburi Ülikooli Matemaatika ja Mehaanika Instituudis ka nn *caterpillar*-meetodil, mis põhineb mitmemõõtmelise statistilise analüüsi peakomponentide meetodil (Goljandina *et al*, 1997). See analüüs tõi juhtiva perioodina Peipsi järve veerohkuse paljuaastastes kõikumistes välja 28,5 aastat. Seda kirjeldab kaks põhikomponenti, mille osa üldises dispersioonis on 39%. Selgelt eristusid perioodid 70 ja 6,5 aastat (nende ühine dispersioon on 20,5% üldisest) ning 10,8, 19 ja 5 aastat, mille osa dispersioonis moodustab vastavalt 5,7, 3,7 ja 3,1%. On huvipakkuv, et see meetod tõi ka

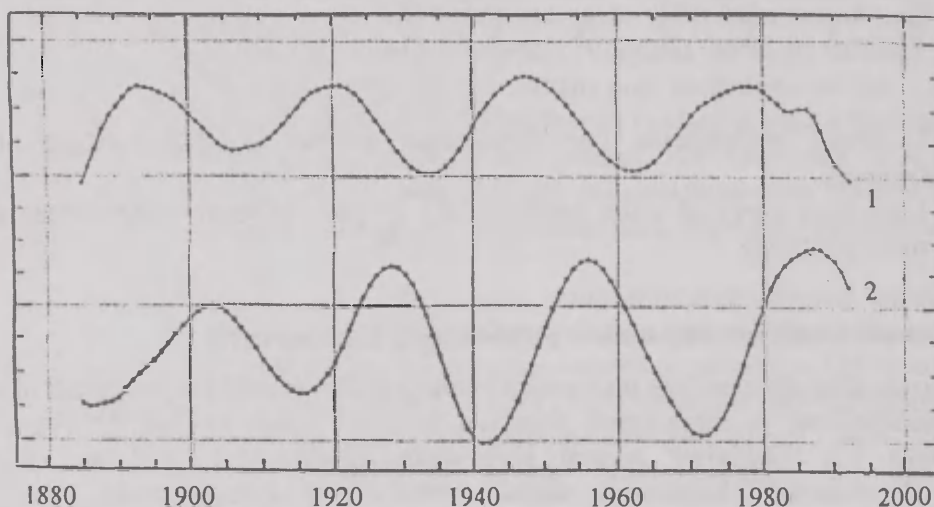


Läänemere iga-aastase maksimaalse jääkatte pindala ligi 300aastases andmerekas juhtiva perioodina välja 28 aastat, kuid võrreldes Peipsi veerohkusega ajalise nihkega (joon. 3). J. Jaagus on jõuliselt esiletõusva 25–26aastase perioodi leidnud ka Eesti sademete aastasummade spektris (Jaagus, 1989). A. Doganovski on võimsa 26–29aastase perioodi kindlaks teinud paljude järvede veetasemete spektraaltiheduses (Doganovski, 1989), mis viib mõttele selle perioodi erilisest osast veerohkuse (ja ka kliima) tsükliliste kõikumiste kujunemisel.

**Tabel 1.** Peipsi veetaseme tsükliliste muutust perioodilised komponendid.

**Table 1.** Periodical components of cyclical fluctuations of the water level of Lake Peipsi.

Autorid	Perioodid, aastates								
Jaani, 1973		5,1			21		33		80–90
Reap, 1981, 1983 (trüki avaldamata)		4,9	6,1–6,4	10–11	24	28		42	80–90
Doganovski, 1982						26	33		
Glazačeva, 1977						26–27			
Libin, Jaani, 1989	2,6 (2–3)			11,2	22				80–90



**Joon. 3.** 28aastane perioodiline komponent Läänemere iga-aastase maksimaalse jääkatte pindala (1) ja Peipsi veetaseme (2) aegreas Goljandina *et al* (1997) järgi.

**Fig. 3.** 28-year periodical component in the times series of maximum sea ice extent in the Baltic (1) and of the water level of Lake Peipsi (2) according to Goljadina *et al* (1997).

## 5. Peipsi veetase ja atmosfääri üldtsirkulatsioon

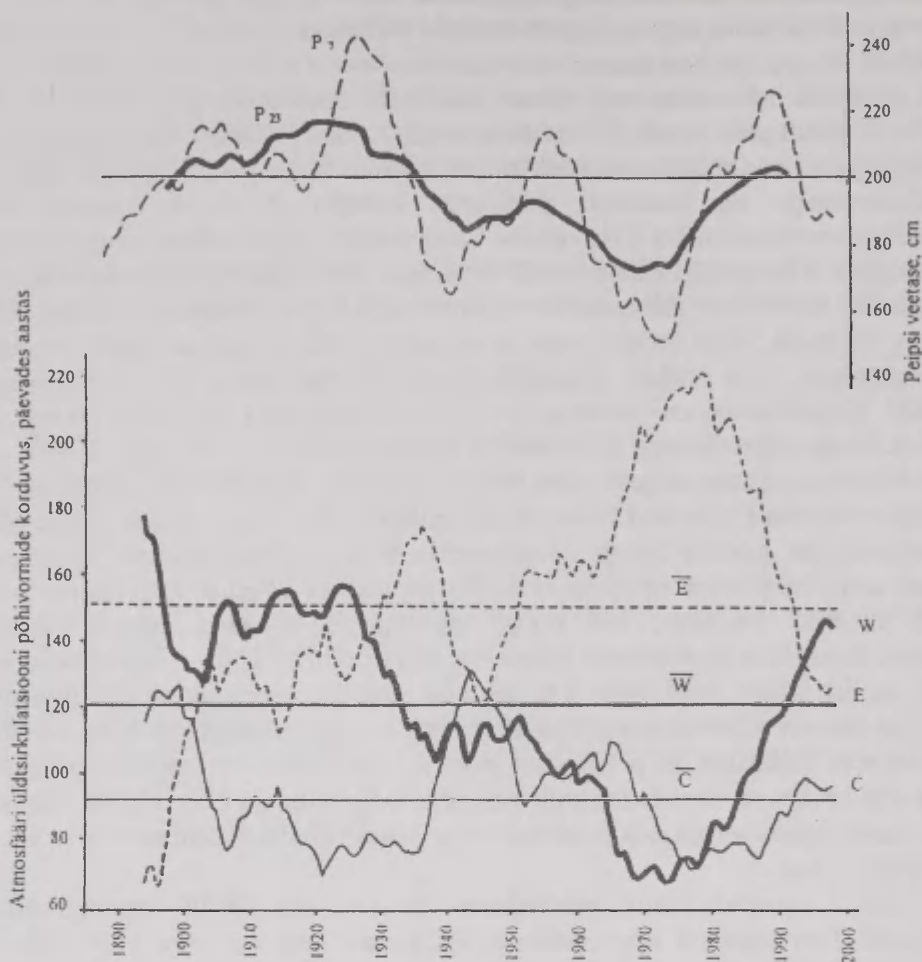
Järv ja tema valgala on ühtne tervik. Järve veetaseme (= veerohkuse) pikaajalised muutused on tingitud veerohkuse pikaajalisest muutumisest valgala ehk valgala kliimatingimuste muutumisest (kui tegu on kindlalt ühesuunalise protsessiga) või

muutlikkusest. Kliima on ühest küljest määratud kohalike tingimustega (asukoht, eeskätt koha geograafiline laius, millest oleneb saadava päikesekiirguse hulk, kaugus meredest ja ookeanidest, kõrgus ja pinnamood ehk aluspinna iseloom jms), mida siinkohal (mõne sajandi pikkuses ajavahemikus) võime käsitleda muutumatutena, nagu ka Päikese kiirguskarakteristikuid (teatud mõõndustega). Sel juhul kujundatakse kogu kliimatingimuste muutlikkus atmosfääri tsirkulatsiooniprotsesside poolt, mis kõrvuti ookeanihoovustega on maakeral põhiliseks energia ja massi (soojuse ja vee) ümberjaotatismehhanismiks. Eriti oluline on atmosfääri üldtsirkulatsiooniprotsesside osa Peipsi valgalal tema geograafilise asendi iseloomu tõttu ookeanilise ja mandrilise kliima üleminekualal intensiivse tsükloonaalse tegevuse piirkonnas. Põhiliseks on siin lääne–ida suunaline ülekanne. Mida intensiivsem ja suurema korduvusega on lääne–ida suunaline õhutsirkulatsioon, seda niiskem (veerohkem) on üldjuhul siinne kliima. Käesolevas on atmosfääri üldtsirkulatsiooni muutumiste iseloomustamiseks kasutatud Wangenheim–Girsi tsirkulatsiooniprotsesside põhivormide korduvust (Girs, 1971, Sepp, 1999).

Joonisel 4 on üsna selgesti näha Peipsi 23aastaste keskmistatud veetasemete ja W tsirkulatsioonivormi (7aastased libisevad keskmised) käigu omavaheline üldine vastavus. Veel sarnasemaks muutub Peipsi veetaseme ja W tsirkulatsioonivormi käigu pilt, kui kujutame meid huvitavate protsesside käiku nn hälvete integraalkõveratena (joon. 5). Sellised kõverad saadakse, kui mingi muutuja iga-aastased hälbed pikaajalisest keskmisest järjestikku algebralise liidetakse. Seega rangelt võttes ei näita need kõverad muutuja ajalist käiku, vaid seda, kas muutuja (protsess) on mingil ajamomendil või -vahemikul üle või alla keskmise. Kui kõver on suunatud ülespoole, on see muutuja üle keskmise (sest ülekaalus on positiivsed hälbed). Kui kõver on suunatud allapoole, on muutuja alla keskmise. Sealjuures mõlemal juhul võib muutuja käik olla nii tõusu- kui ka languse faasis. Protsessi suunda ja intensiivsust näitab ainult kõvera suurem või väiksem nurk ajatelje suhtes.

Joonis 5 kinnitab Peipsi veerohkuse olenevust eeskätt W tsirkulatsioonivormi korduvusest. Tervikuna oli kogu periood XX sajandi algusest kuni 1930ndate aastate keskpaigani veerohke (hälvete integraalkõvera üldtendents on tõusev). Sellele vastab ka W tsirkulatsioonivormi anomaalselt kõrge (üle keskmise) korduvus. Järgmine, samuti 30–40aastane periood, oli tervikuna veevaene, millele vastab W tsirkulatsioonivormi keskmisest väiksem korduvus (mõlemad kõverad langevad). Olgugi, et 1960ndate aastate lõpust hakkas W tsirkulatsioonivormi korduvus kasvama, ka Peipsi veetase hakkas tõusma (joon. 4), jäi hälvete integraalkõver 1980ndate aastateni langevaks, kuna korduvus, vaatamata kasvule, jäi ikkagi alla keskmise. Alates 1980. aastast oli Peipsi (kogu perioodi keskmisena) jälle veerohke, mis oligi tingitud W tsirkulatsioonivormi korduvuse olulisest kasvust.

Tagasi pöördudes meie poolt eespool väljatoodud pikaajaliste tsüklite juurde, näeme samuti veetaseme olenevust peamiselt W tsirkulatsioonivormi korduvusest. Wangenheim–Girsi tsirkulatsioonivormide korduvuse kataloog on olemas 1891. aastast. Seetõttu ei saa me midagi konkreetset öelda tsirkulatsioonivormide korduvuse kohta meie esimeses veerohkuse tsükli. Seevastu II tsükkel langeb enamvähem kokku W tsirkulatsioonivormi anomaalse arenguga meie regioonis. Veetaseme alanemine tsükli teisel poolel on seotud W tsirkulatsioonivormi korduvuse vähenemisega ja E ning C tsirkulatsioonivormide arenguga, mis mõlemad blokeerivad lääne–idasuunalist tsirkulatsiooni.



**Joon. 4.** Peipsi veetaseme ( $P_7$  ja  $P_{23}$  – 7- ja 23-aastased libisevad keskmised) ning Wangenheim-Girsi tsirkulatsiooniprotsesside W, C ja E põhivormide korduvuse (päevades aastas, 7-aastased libisevad keskmised) ajaline käik.

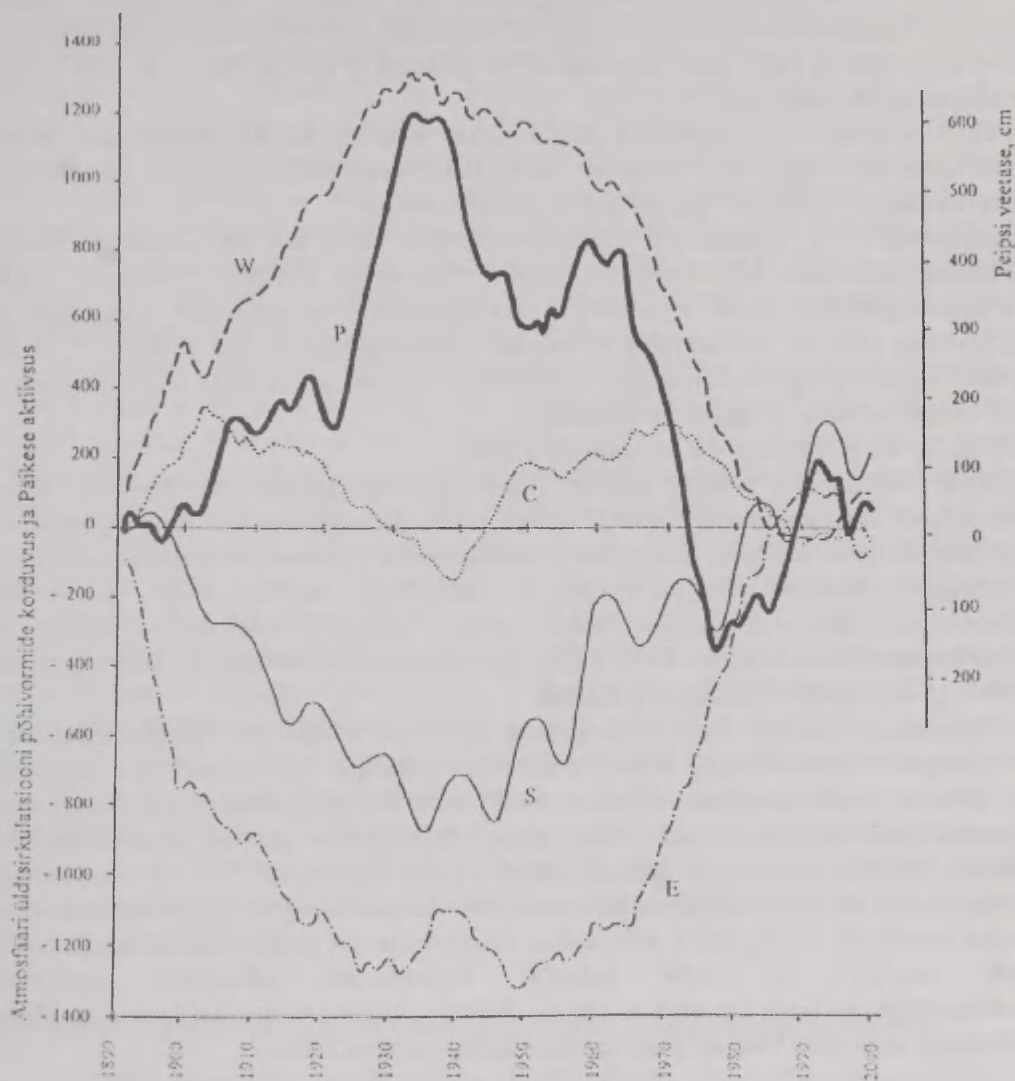
**Fig. 4.** Time series of the water level of Lake Peipsi ( $P_7$  ja  $P_{23}$  – 7- and 23-year moving means) and of the frequency of main circulation forms W, C and E according to Wangenheim and Girs.

III tsüklis langevad Peipsi veetaseme maksimumid kokku W tsirkulatsioonivormi korduvuse maksimumiga 1920ndate aastate keskel ja teisel poolel. Pärast seda algab W tsirkulatsioonivormi korduvuse vähenemine ja Peipsi veetaseme kiire alanemine. IV tsüklis, mis oma kõrguselt jäi eelmisele alla, oli ka W tsirkulatsioonivormi korduvus väiksem ja püsis mingil suhteliselt stabiilsel, keskmisest veidi madalamal tasemel. 1960ndate aastate algul algas W tsirkulatsioonivormi korduvuse järjekordne kiire vähenemine, mis tõi kaasa Peipsi veetaseme sügavad miinimumid 1960ndate ja 1970ndate aastate keskel. Kogu 50aastase perioodi vältel, 1920ndate aastate lõpust kuni 1970ndate aastate keskpaigani, toimus W tsirkulatsioonivormi korduvuse vähenemine. Vastavalt sellele on ka Peipsi veetase üldiselt alaneva suunaga. V tsükli alguses oli W



tsirkulatsioonivormi korduvus väga väike, hakkas aga siis kasvama ja ka Peipsi veetase tõusma, jõudes 1980–1990ndate aastate maksimumideni, mis olid eelmise tsükli maksimumidest tunduvalt kõrgemad.

Seega Peipsi veerohkus oma paljuaastases käigus oleneb atmosfääritsirkulatsiooni üldisest iseloomust (muutlikkusest) Põhja-Atlandil ja Põhja-Euroopas, eeskätt Wangenheim–Girsi W tsirkulatsioonivormi korduvusest.



Joon. 5. Peipsi aastakeskmise veetaseme (P), atmosfääri üldtsirkulatsiooni põhivormide korduvuse (W, C, E) ja Päikese aktiivsuse (S) hälvete integraalkõverad.

Fig. 5. Integral curves of the annual mean water level of Lake Peipsi, of the frequencies of main circulation forms W, C and E, and the deviations of solar activity (S).

## 6. Veetaseme paljuaastase muutlikkuse põhjustest. Peipsi veetase ja Päikese aktiivsus

Looduslike protsesside tsükliliste muutuste peapõhjuste otsinguil on loomulik esimene pöördumine Päikese aktiivsuse kui kõige tuntuma ja ilmekama Maa-välise tsüklilise protsessi poole. Selle seost Maal toimuvate protsessidega on ammu uuritud ja ei vaja ilmselt eraldi tõestamist. Üldist seost Peipsi järve veetaseme ja Päikese aktiivsuse vahel pandi tähele juba ammu (Vellner, 1929; 1940; Eipre, 1964): kõrgele Päikese aktiivsusele vastavad veevaesed perioodid ja vastupidi, mis üldjoontes on ka õige (joon. 4, 5). Täpsemalt on seda seost uurinud Libin ja Jaani (1989, Libin *et al*, 1992), kelle põhitulemused on järgmised:

- 1) Peipsi veetaseme pikaajalistes kõikumistes avaldub kvaasi-kaheaastane tsükel keskmise kestusega 2,6 a, mis on nähtavasti seotud nn päikesetuule ja viimasega seonduvate õhurõhu ja temperatuuri variatsioonidega.
- 2) Avalduvad 11 ja 22aastased tsüklid, kusjuures valdavaks on 22aastane tsükel. Päikese aktiivsuse kvantitatiivses küljes tugevamini avaldub 11aastane tsükel avaldub paljudes Maal toimuvates geofüüsikalistes protsessides nõrgemini kui 22aastane Päikese magnetvälja polaarsuse muutumisega seotud tsükel. 22aastase tsükli avaldumisel Maal on selgelt regionaalne iseloom, st eri kohtades võib ta olla nii eri märgi kui ka teistsuguse amplituudiga.
- 3) Avaldub 80–90aastane ehk sajandiline tsükel.
- 4) Peipsi veetasemetes tsüklite piirides ilmnevad ekstreemumid on võrreldes Päikese aktiivsuse ekstreemumitega teatud ajalise nihkega, kusjuures see nihe on paaris- ja paaritunumbrilistes Päikese aktiivsuse tsüklites erinev. Paarisnumbrilistes tsüklites on veerohked aastad Peipsil Päikese aktiivsuse miinimumist üks aasta, paaritunumbrilistes tsüklites kaks aastat hiljem. Veevaesed aastad on paarisnumbrilistes tsüklites kolm aastat, paaritunumbrilistes tsüklites aga kaks aastat Päikese aktiivsuse maksimumist hiljem.

Statistilised seosed Päikese aktiivsuse ja Peipsi veetaseme tsükliliste muutuste vahel (nagu seosed teistegi Maal toimuvate tsüklilise iseloomuga protsessidega, arvestades ka nende muutuste erinevat avaldumist eri piirkondades ja seoste märgi muutumist ajas) on tõesed, kuid ilmselt mitte põhjuslikud – puudub pikaajaliste Maal toimuvate tsükliliste muutuste esilekutsumise vahetu mehhanism või on see vähemalt ebaselge. See ei käi lühemaajaliste, peamiselt ilma mõjutavate protsesside kohta ja ka 1–2aastaste muutuste kohta, mille füüsikaline mehhanism on selge. Päikese aktiivsus ise järvede veetaset ja seda vahetult kujundavaid pikaajalisi atmosfääri tsirkulatsiooniprotsesside muutusi ei mõjuta. Nähtavasti need protsessid toimuvad lihtsalt paralleelselt, seejuures Maa eri piirkondades erineva ajalise nihkega.

## 7. Üldine arutlus looduslike protsesside tsükliliste muutuste, sealhulgas kliima muutuste põhjuse kohta

Atmosfääri üldtsirkulatsioon, õigemini selle väljendumine mingis regioonis, nt järve valgala piirkonnas, ja selle ajaline muutlikkus on vahetu ja otsene tegur, mis kujundab suurte järvede veerohkuse muutlikkuse ja selle tsüklilise iseloomu. Atmosfääriprotsessidel on oma pikaajaline muutlikkus, mis kujuneb paljude väliste tegurite koosmõju tulemusena ja mis ise on keerukates omavahelistes põhjuslikes seostes. Omaaegses, praeguseks juba klassikaks muutunud kirjanduses (nt Girs, 1971) käsitleti ka

Päikese aktiivsust ühena, kui mitte põhilisena atmosfääri üldtsirkulatsiooni muutlikkust kujundavatest teguritest. Solaarkonstandi väikeste muutuste ning korpuskulaar- ja ultraviolettkiirguse muutlikkuse kaudu olenevalt Päikese aktiivsusest see nii ongi (Girs, Kondratovitš, 1978).

Kuid Maal toimuvate protsesside kulgu kujundavad ka muud jõud. Esmajoones tuleks sellistena nimetada Maa pöörlemiskiiruse ebaühtlust ja pooluste nutatsiooni, kuid need on ise tingitud suurte veemasside globaalsest ümberpaiknemisest (vee hulk Maailmaokeanis ja mandritel, polaaralade mandri- ja merejää hulk; muuhulgas vastavad Peipsi veerohked perioodid üldiselt ajavahemikele, mil mandritel on vee hulk suurem ja Maailmaokeanis väiksem) ja nende ümberpaiknemiste tagasimõju Maa pöörlemisparameetritele arvatakse suhteliselt väike olevat (Sidorenkov, 1982). Edasi tulevad aga kõne alla eeskätt loodejõud ja gravitatsioonivälja pidev muutumine Maad ümbritsevas kosmilises ruumis seoses planeetide omavahelise asendi pideva muutumisega. Seega on Maa-välised ehk astronoomilised tegurid käesoleva töö autorite arvates Maal, esmajoones tema dünaamilistes sfäärides pidevalt toimuvate muutuste põhjuseks. Nende hulka kuuluvad ka kliima muutused, kaasa arvatud praegu toimuvad ja üldist tähelepanu ning teatud ärevust tekitavad protsessid.

Põhimõtteliselt pole sellises lähenemises midagi uut. Pikaajaliste kliimamuutuste loodejõudude põhjuslikkuse kohta on teadaolevad arvamused pärit juba möödunud sajandi algusest (Pettersson, 1913; Pettersson, 1930, viidatud Saruhanjani, Smirnovi, 1974, järgi). Eriti tuleks sellest ajast nimetada Milankoviči kliimamuutuste astronoomilist teooriat (Milankovič, 1939), mis küll tähele pandi, kuid ilmselt erilist poolehoidu ei leidnud, hiljem aga seoses inimõju ilmse ületähtsustamisega kliimamuutuste käsitlemisel üsna unustati. Viimane väide eesti klimatoloogide kohta päriselt ei käi. Milankoviči tööd on mitmetes viimaste aastakümnete töödes nimetatud ja mõningal määral ka käsitletud nii eesti keeles ilmunud tõlketöodes kui ka eesti klimatoloogide endi kirjutistes (nt Tõllassepp, 1960; Calder, 1983; Lossev, 1989; Punning, 1998). Hiljem on seda külge käsitlenud Šnitnikov (1985) ja rida teisi Vene uurijaid. Viimastest tuleks nimetada Arktika ja Antarktika Instituudis viljeldavat ja Geofüüsika Peaobservatooriumis B. Sazonovi juhtimisel viljeldud suunda, aga ka Borissenkovi teoreetilist tööd (Borisenkov, 1998) ning Lääne-Siberi Hüdrometeoroloogia Instituudi töid, läänepoolsete lähemate naabrite juures uuritakse seda suunda Taani Meteoroloogia Instituudis (Päikese ja Maa vaheliste seoste aspektist). Viimatinimetatute teadaolevate tööde loetelu pole siin ruumipuudusel võimalik.

## **8. Päikese aktiivsus ja gravitatsioonijõud. Päikesesüsteemi disümmeetria**

Siinses kontekstis (seega suurte mõõndustega) võime Päikest vaadelda kahest kihist koosneva nõrgalt muutliku tähena. Päikese suure tihedusega siseosas toimub termotuumaprotsess (mida võib siinkohal käsitleda statsionaarse protsessina), milles toodetav energia väljub välimise kihi kaudu kosmilisse ruumi. Selles välimises kihis toimuvad protsessid, mis on ajas muutuvad ja mida nimetataksegi Päikese aktiivsuseks. Päikese aktiivsuse muutlikkus on tsüklilise iseloomuga ja neist tsüklitest on olulisemad (jällegi vaid siinses kontekstis) 5–6, 11, 22, 85–90, 176–180 ja 1850–1900aastase keskmise pikkusega tsüklid.

Päikesesüsteemis tiirleb Päikese ümber 9 planeeti (hiljuti Plutost kaugemal avastatud suure jääkamaka jätame praegu kõrvale), neist kaks väikeplaneeti tiirlevad



seespool Maa orbiiti, ülejäänud (Marss, Jupiter, Saturn, Neptuun ja Pluto) aga väljaspool. Viimatinimetatud nn välisplaneetidest on Jupiter ja Saturn suured (vastavalt 318 ja 95 Maa massi), Uraan ja Neptuun väiksemad, kuid siiski Maast tunduvalt suuremad (14,5 ja 17,5 Maa massi). Päikesesüsteemi oluliseks karakteristikuks on asjaolu, et kogu süsteemi massist moodustab Päikese mass 99,8%, impulssmomendist aga ainult 0,2%.

Kuna planeetid tiirlevad ümber Päikese elliptilistel orbiitidel ja eri perioodidega, muutub gravitatsiooniväli Päikese ümber pidevalt. Pidevalt muutub ka kogu süsteemi massikeskme asukoht, mille ümber põhimõtteliselt tiirleb ka Päike ise. Selle tulemusena Päikese enda massikeske ei langegi kokku kogu süsteemi massikeskme ja Päike on pidevalt muutuva gravitatsioonilise mõju all. Päikesesüsteemi ja Päikese enda massikeskmete vahe (Päikesesüsteemi disümmeetria) võib ulatuda 1,5 miljoni kilomeetrit, mis on suurem Päikese enda lähimõõdust.

Planeetide kaalutud tiirlemisperiood ümber Päikese (st arvestades nende massi ja kaugust Päikesest) on 180 aastat, mis vastab eespoolnimetatud Päikese aktiivsuse 176–180aastasele tsüklile. Jupiteri tiirlemisperiood on 11,9, Saturnil 29,5, Uraanil 84, Neptuunil 164,8 aastat. Need neli suurt välisplaneeti (õigemini nende omavahelise asendi muutumine tiirlemisel ümber Päikese) kujundavadki Päikese aktiivsuse põhitsüklid. Kliima muutumise põhjusi uurides jõuab samale järeldusele ka Boryczka (1996).

Samamoodi kujundab suurte välisplaneetide omavahelisest asendist tingitud gravitatsioonivälja pidev muutumine Maa atmosfääri üldtsirkulatsiooni, kusjuures siin tuleb arvestada ka Maa enda asendi pidevat muutumist suurte välisplaneetide suhtes. See muudab atmosfääri üldtsirkulatsiooni muutlikkuse keerukamaks kui Päikese aktiivsuse muutlikkus. Ilmselt on sellest tingitud ka Päikese aktiivsuse ja meteoroloogiliste elementide ning kliimakarakteristikute statistiliste seoste ebapüsivus ning ajalised nihked nende vahel.

Olgugi et Peipsi veetaseme pikaajaliste muutuste vahetuks kujundajaks on atmosfääri üld-tsirkulatsiooni muutlikkus, avaldub planeetide mõju Peipsi veetaseme paljuaastases käigus ka vahetult, kusjuures mõneti ootamatult just kaugemate suurplaneetide Saturni ja Uraani mõju: nende summaarne käanne vastab hästi Peipsi veetaseme silutud kõverale, kuid 20aastase nihkega. Kõverate võrdlemine annab kinnitust artikli alguses nimetatud võimalike veerohkete aastate esinemisele 1840ndatel aastatel ja 1860ndate aastate teisel poolel, näitab hästi praegusi suhteliselt veevaseid aastaid ja viitab ka väga veerohke perioodi tekkimisele 2010ndatel aastatel. Sama kinnitab ka varem arvutatud matemaatilis-statistiline prognoos (Jaani, Reap, 2001), mis omakorda näitab selle konkreetse prognoosimeetodi head füüsikalist tausta.

## **9. Kokkuvõte**

Peipsi veetaseme pikaajalistel kõikumistel on tsükliline iseloom, mis on atmosfääri üld-tsirkulatsiooni vahendusel põhjustatud Päikesesüsteemi planeetide, eeskätt suurte välis-planeetide omavahelise asendi pidevast muutumisest tingitud Maad ümbritseva gravitatsioonivälja muutlikkusest. Samast protsessist on tingitud ka Päikese aktiivsuse muutumine ja selle tsükliline iseloom. Seega Päikese aktiivsuse ja atmosfääri üldtsirkulatsiooni muutused toimuvad paralleelselt, üksteisest sõltumata, kuid samade väliste tegurite mõjul.

Looduslike tingimuste muutlikkus on paratamatu ja nende muutuste tsükliline iseloom universaalne. Need muutused toimuvad ühtses, keeruka ajalis-ruumilise

struktuuriga süsteemis ja olenemata inimese tahtest ning inimtegevuse mõjust (mis võib neid küll võimendada, kuid nende iseloomu mitte muuta).

## Kirjandus

- Borisenkov, J.P., 1998. Gravitacija, klimat i pogoda. Vestnik Sankt-Peterburgskogo Gosudarstvennogo Universiteta, Ser. 7, vyp. 1, 87-91.
- Boryczka, J., 1996. The tendency of natural changes of the Earth's climate and identification of its causes. Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellonskiego. Prace geograficzne, 102, 293-299.
- Calder, N., 1983. Ilmakõõk. Tallinn.
- Doganovski, A.M., 1982. Cikličeskije kolebanija ozernyh urovnej v poslednem stoletii. Geografija i prirodnyje resursy, 3. Novosibirsk, 152-156.
- Eipre, T., 1964. Peipsi-Pihkva järve veeseisud. Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat 1963. Tallinn, 35-54.
- Eipre, T.F., 1983. Urovennyj režim. Sokolov, A.A. (red.). Čudsko-Pskovskoje ozero. Leningrad, 76-80.
- Girs, A.A., 1971. Mnogoletnije kolebanija atmosfernoju cirkuljatsii i dolgosročnyje gidrometeorologičeskije prognozy. Leningrad.
- Girs, A.A., Kondratoviš, K.V. 1978. Metody dogosročnyh prognozov pogody. Leningrad, 14-138.
- Glazačeva, L.I., 1977. Cikličnost' prirodnyh processov i kolebanija vodnosti rek i ozer. Riga.
- Goljandina, N.E., Solncev, V.N., Filatova, T.N., Jaani, A.E., 1997. Issledovanie periodičeskikh komponent v dinamike gidrologičeskikh pokazatelej: metod "Gusenica". Danilov, D.L., Žigljavskij, A.A. (red.). Glavnyje komponenty vremennyh rjadov. St. Peterburg, 289-301.
- Jaagus, J., 1989. Perioodilised sademete kõikumised Eestis. Eesti Loodus, 3, 142-148.
- Jaani, A., 1973. Veerohkus muutub tsükliliselt. Eesti Loodus, 12, 758-764.
- Jaani, A., 2001. Hydrological regime and water balance. Nõges, T. (ed.). Lake Peipsi. Meteorology, hydrology, hydrochemistry. Tartu, 38-72.
- Jaani, A., Reap, A., 2001. Water level prognosis for the near future. Nõges, T. (ed.). Lake Peipsi. Meteorology, hydrology, hydrochemistry. Tartu, 47.
- Libin, I., Jaani, A., 1989. Vozdejstvie izmenenij solnečnoj aktivnosti na geofizičeskije i gidrologičeskije protsessy. I. Spektral'nyje harakteristiki kolebanij vodnosti Čudskogo ozera. Izvestija Akademii Nauk Estonskoj SSR. Biologija, 38, 97-106.
- Libin, I., Prilutskij, R., Jaani, A., 1992. Vozdejstvie izmenenij solnečnoj aktivnosti na geofizičeskije i gidrologičeskije protsessy. II. Korotkoperiodnyje kolebanija vodnosti Čudskogo ozera. Izvestija Akademii Nauk Estonii. Geologija, 39, 98-107.
- Lossev, K., 1989. Kliima eile, täna, homme. Tallinn.
- Milankovič, M., 1939. Matematičeskaja klimatologija i astronomičeskaja teorija kolebanij klimata. Moskva-Leningrad.
- Pettersson, H., 1913. Long periodical variations of the tide-generating force. Conseil perman. l'Mer. Publ. de Circonst., 65, Copenhagen.
- Pettersson, O., 1930. The Tidal Force. Geografiska Annaler, XII, 6, Stockholm.
- Punning, J.-M., 1998. Kliima, kliima, kliima! Eesti Loodus, 2, 81-83.
- Reap, A., 1981. Peipsi-Pihkva järve veeseisude prognoosist. Maaparandus. Teaduslik-tehnilisi uurimistulemusi. Tallinn, 17-24.
- Saruhanjan, E.I., Smirnov, N.P. 1971. Mnogoletnije kolebanija stoka Volgi. Opyt geofizičeskogo analiza. Leningrad.
- Sepp, M., 1999. Atmosfääri üldise tsirkulatsiooni tüüpide korduvuse seosed Eesti ilmastikuga. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 108-122.
- Sidorenkov, N.S., 1982. Nekotoryje parametry global'nogo vodoobmena po dannym o vekovom dvizenii poljusa i neravnomernosti vraščeniija Zemli. Vodnyje resursy, 3, 39-46.

- Šnitnikov, A.V., 1969. Vnutrivenkovaja izmenčivost' komponentov obščej uvlažnennosti. Leningrad.
- Šnitnikov, A.V., 1985. Teoretičeskije osnovy mnogovekovoj izmenčivosti obščej uvlažnennosti i sostojanija ozer – sovremennoje i verojatnoje buduščee. Problemy issledovanija krupnyh ozer. Leningrad, 5-22.
- Töllassepp, A., 1960. Meteoroloogia kõigile. Tallinn.
- Vellner, A., 1929. Peipsi perioodid. Tee ja Tehnika, 2, 22-24.
- Velner, A. (toim), 1940. Veepinnad Narva jõe ja Peipsi järve vesikonnas 1929-1938. Loodusvarade Instituudi Avaldised, 6, 1-64.

## **Long-Term Water Level Fluctuations of Lake Peipsi (Chudskoe) and Their Extra-Terrestrial Reasons**

Ago Jaani

Estonian Meteorological and Hydrological Institute

Valery A. Beljazo

*Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg*

### **Summary**

Long-term variability of water level in Lake Peipsi has an expressive cyclic nature. The following cycles have been distinguished.

**I. 1855–1887.** Duration 33 years. The L. Peipsi data series begins only in 1885, which is why bringing out this cycle needs an explanation. Observation data of Lake Ladoga has been used, since the water-level changes of the two lakes are synchronous (Jaani, 1973). The cycle could start with the year 1859, because then the observations on L. Ladoga began. A. Šnitnikov (1969), who has thoroughly studied the cyclical changes of water amount in Europe, considers 1855 to be the first year of the cycle, and so do we. The cycle seems to consist of two shorter cycles: 1855–1876 (duration 21 years), and 1877–1887 (duration 11 years). The year 1875 was a very steep minimum in Lake Saimaa as well (Šnitnikov, 1969), however, there is no evidence of two cycles. Just a little southward, in the Nemunas River (observations began in 1812), two clearly separate cycles can be distinguished. It is probable that due south the cycle is divided into two independent ones (because the cyclicity of natural changes is variable), and L. Peipsi and L. Ladoga apparently belong to the border area of the division. The most water-rich year of the cycle in the two lakes was most likely 1879, although, 1868 in L. Ladoga and 1867 in L. Peipsi were also quite water-rich (Vahtre, 1970). The most water-rich years of the preceding cycle were 1840 and 1844. If these years were the maximum of the previous long-term cycle, then we can assume that in the 1830s to 1850s, there was another cycle of about the same duration preceding our first cycle.

**II. 1888–1921.** Duration 33 years. The most water-rich years were at the turn and at the beginning of the 20th century: in L. Ladoga – 1900, 1903–1905, in L. Peipsi – 1903 and 1905.

**III. 1922–1940.** This is the first short cycle with the duration of only 19 years, but it had the highest water level of the observation series. The years 1922–1932 were all relatively wet, 1924 and 1928 being the wettest years of the entire data series. The driest year of the data series, 1940, also finishes the cycle.

**IV. 1941–1973.** Duration 33 years. Its water level was not as high as that of the first cycle. The wettest year was 1957 (1958 in L. Ladoga), 1960 was relatively dry (in L. Ladoga, 1960 and 1961 were very dry), and 1964–1965 were extremely dry years.

**V. 1974–1996.** Duration 23 years. This cycle also proved to be short, ending with an extremely dry year of 1996. Several years were quite wet: 1979, 1982, 1988, and, especially, 1987,



1990, and 1991. This cycle's water level was higher than that of the previous cycle, but lower than that of the third.

**VI. 1997–...** So far, there have been two wet years in this cycle – 1998 and 1999. According to a mathematical-statistical forecast, the duration of this cycle could amount up to 30 years.

A longer, almost a centenary cycle appears, which may have begun in the mid-1880s and ended with the steep minimum of the 1970s.

Provided that the above-said is true, the first cycle, or at least its first half, belonged to the previous centenary cycle. As it was said, at least two extremely wet periods occurred in the middle of the 19th century: in the 1840s (especially 1844), and in the 1860s (especially 1867, which, according to S. Vahtre (1970) was as bad as 1844). At the same time, the calculations show (Eipre, 1964; 1983) that the water level of those extremely wet years was still lower than that of the wettest year so far, 1924.

Hence, there are cycles in the water amount of L. Peipsi with the duration of 18–33 years, which correspond to the Brückner cycles with the mean duration of 35 years in climatology.

The general atmospheric circulation (or rather its occurrence in a certain region, e.g. in a lake's catchment basin) and its temporal variability affect directly the change in water abundance of large lakes and its cyclic character. Atmospheric processes have their own long-term variability, which develops as a result of the total influence of many outside factors, and which itself is in complicated interrelated causal relations. In literature (e.g. Girs, 1971), solar activity was treated as one, if not the primary, factor shaping the variability of general atmospheric circulation. It has proved to be true by the variability of corpuscular and ultra-violet radiation depending on solar activity (Girs, Kondratovitš, 1978). The course of processes on the Earth is also affected by the tides, the Earth's rotation speed and changes in the Earth's orbit parameters, mutation of the Earth's poles, etc, thus, mainly by extra-terrestrial factors. There should probably be an outside reason for the cyclic changes in solar activity since the energetic process within the Sun is stationary (in our treatment). References have been found in the literature of the last decade, stating that, generally, the long-term cyclic variability of atmospheric processes is due to the constant change in the Earth's gravitation field in connection with a constant reciprocal change in the location of planets, especially large outer planets (Boryczka, 1996; Borisenkov, 1998). Thus, it is logical to assume that the cyclic variability of solar activity is due to the same reasons. However, it is complicated to take into account the Earth's extraterrestrial gravitation field for investigating and analysing the course of real natural processes, and we lack applicable mathematical equipment. Thus, for practical hydrological necessities, we still have, for the time being, to confine ourselves to discussing the regularities of solar activity, the Earth's general atmospheric circulation, and their influence on the Earth's hydrosphere.

## **Võrtsjärve temperatuurirežiim**

Arvo Järvet

*Tartu Ülikooli Geograafia Instituut*

### **1. Sissejuhatus**

Veekogude sesoonsed muutused avalduvad kõige selgemini nende vee- ja temperatuurirežiimis. Viimase erijuhuks on jääkate kui veekogude talvist seisundit kõige paremini iseloomustav nähtus. Kuigi teatud määral sõltub veekogu seisund temas olevast veehulgast, on vee-elustiku jaoks olulisemad siiski soojusseisundi muutused. Veekogude soojusrežiim kujuneb välja päikesekiirguse ning veekogu ja tema ümbruse koosmõjul. Veekogude kliima on sõltuv paljudest meteoroloogilistest ja hüdrooloogilistest teguritest, kuid kõige selgemini ja mõistetavamalt väljendub see veetemperatuuri muutustes ja jäänähtuste kaudu. Eesti suure geograafilise laiuse tõttu kõiguvad siin valgustingimused aasta jooksul suurtes piirides, millest sõltub peaaegu täielikult veekogude soojusrežiim.

Võrtsjärve soojusrežiimi määravad ära tema asend subboreaalses kliimavööndis muutlike ilmastikutingimustega piirkonnas ning tema morfomeetrilised iseärasused – suhteliselt suur pindala ja väike sügavus, aga ka veetase. Viimane asjaolu on eriti oluline suvisel poolaastal (jäävabal perioodil) madala veeseisu korral, kui lainetuse mõju ulatub enamasti järve põhjani. Seetõttu segatakse veemass kogu ulatuses läbi ja temperatuuri järgi kihistumist ei toimu. Järve mõju ümbritseva ala kliima kujunemisele on ajaliselt lühike ja piirdub väga kitsa kaldavööndiga, sest oluliste kliimaatiliste erinevuste esilekutsumiseks on Võrtsjärv pindalalt väike. Ja mis eriti tähtis – väikese sügavuse (keskmiselt 2,8 m) tõttu on järve soojuslik akumulatsioon tagasihoidlik.

Parasvöötme veekogudel saab eristada aastase tsükli suhteliselt iseseisvaid soojusseisundi etappe. Viimaseid iseloomustab kliimaatiliste nähtuste ühtne üldsuund: kevadel ja sügisel vastavalt soojenemine ja jahtumine, suvel enam-vähem püsiv temperatuurivahemik ning talvel jääkate olemasolu. Seda on arvestatud sesoonsete muutuste analüüsil, kus aastase tsükli termilised perioodid on eristatud veetemperatuuri ühesuunaliste muutuste või enam-vähem stabiilse seisundi põhjal.

Käesoleva töö eesmärgiks on analüüsida Võrtsjärve veetemperatuuri sesooneid ja pikaajalisi muutusi. Seniajani on vastavad aegread läbi töötamata, kuigi järve ökoseisundi ja veekaitse abinõude rakendamiseks on tarvis teada tema soojusseisundi muutusi, eriti aastases tsüklis. Küllalt pikk (54 aastat) vaatlusrida võimaldab teha Võrtsjärve temperatuurirežiimi põhjal samalaadseid järeldusi ka teiste Lõuna-Eesti järvede kohta.

### **2. Kasutatud andmestik**

Eesti riiklikus hüdroloogiateenistuses on kogunenud siseveekogude temperatuuri mõõtmiste kohta mahukas andmestik, mida on seniajani vähe kasutatud. Osaliselt on seda kasutatud Peipsi järve iseloomustamisel (Jaani, Kullus, 1999) ja Võrtsjärve ökoloogilise seisundi hindamisel (Järvet 1999a, b), samuti mõnede veekogude üldise hüdrooloogilise

iseloostumuse koostamisel. Suuremaks üldistuseks oli Eesti jõgede ja järvede soojus- ja jäärežiimi iseloostumisel käesoleva artikli autori poolt esitatud veekogude kliimaatiliste aastaegade käsitus (Järvet, 2001).

Järvede soojusrežiimi iseloostumiseks on paremini kasutatavad Peipsi-Pihkva järve ja Võrtsjärve andmed. Teistel järvedel on vaatlusread lühikesed ning katkendlikud. Et enamik Eesti järvi paikneb Lõuna-Eestis, siis Võrtsjärve andmed peaksid iseloostama suurema osa Eesti mandriosas paiknevate järvede soojusseisundi sesoonseid muutusi, välja arvatud suure põhjaveelise toitumisega järved. Põhjaallikate rohke esinemine võib põhjustada üksikutel järvedel teistega võrreldes kõrvalekaldeid temperatuurirežiimis, eriti suveperioodil. Niisuguste järvede heaks näiteks on Rõuge Suurjärv, mille veetemperatuuri sessoonne käik on mõõtmisandmete järgi iseloostulik suure põhjavee sissevooluga järvedele.

Võrtsjärve kohta on veetemperatuuri andmed olemas alates 1947. aastast. Esimesel viiel aastal mõõdeti temperatuuri ainult jäävabal perioodil, tavaliselt märtsi lõpust – aprilli algusest kuni peaaegu detsembri lõpuni. 1952. aastast alates on olemas läbi aastate igapäevaste veetemperatuuri andmete vaatlusrida. Veetemperatuuri mõõdetakse regulaarselt iga päev kell 8 ja 20. Kuna mõõtekoht asub Emajõel Rannu-Jõesuus, ligi 200 m allpool järvest väljavoolu, siis peegeldavad temperatuuri andmed eelkõige Võrtsjärvest väljavoolava vee omadusi. Asjaolu, et veemõõdupostis mõõdetakse vee temperatuuri mitte 0,1 m sügavusel, nagu järvedel tavaliselt tehakse, vaid 0,3–0,4 m sügavusel, nagu tehakse jõgedel, ei oma olulist tähtsust, sest jäävabal ajal on järve vesi peaaegu kogu sügavuses ühesuguse temperatuuriga (Jaani, 1973).

Kuna Võrtsjärv on madal ja väheliigestatud kaldajoonega, siis ka temperatuuri erinevused on siin sügavuti ja akvatooriumi ulatuses suhteliselt väikesed. Tugevama tuule korral (vähemalt 4–5 m/s) segatakse järve veemass põhjani läbi ning pinna- ja põhjakihi temperatuur ei erine kuigi palju – valitseb homotermiale lähedane seisund. Ka Võrtsjärve väljavoolus on erinevate veekihtide vesi piisavalt segunenud ja seetõttu kajastavad temperatuuri andmed järve soojusseisundi muutusi tervikuna. Viimast lubab väita asjaolu, et 1960ndatel aastatel tehtud veetemperatuuri mõõtmised sügavusvertikaalidel, mis paiknesid järve eri osades, andsid küllalt hea kokkulangevuse Rannu-Jõesuu veemõõduposti vaatlusandmetega (Jaani, 1973). Seega vee hea segunemise tõttu on Võrtsjärv tervikuna iseloostustatav Rannu-Jõesuu vaatlusposti andmete järgi.

### 3. Termiliste perioodide eristamine

Madalate järvede temperatuurirežiim on tihedalt seotud õhutemperatuuri muutustega. Põhjapoolkera parasvöötme järvedel saab selgelt eristada kaks põhiperioodi: suvi ja talv. Sügisene jahanemine võib olla suve ja talvega enam-vähem sama pikk periood, mida iseloostab veetemperatuuri üldine pikaajaline langus. Võrreldes kevadise soojenemisega on veekogu sügisene jahtumine tema soojusliku inertsiga tõttu aeglasem.

Järvede soojusseisundi, soojusvoogude suuna ja soojusvahetuse tingimuste järgi on võimalik aastases tsüklis eristada mitu termilist perioodi ja neis omakorda alaperioode. Üks enamlevinud jaotusi on aasta jagamine viieks perioodiks: kevadise ja suvise soojenemise, sügisese ja talvise jahtumise ning talvise soojenemise perioodideks. Perioodide nimetuste järgi ei esine stabiilse temperatuuriga perioode, kuigi suvel ja eriti talvel jääkatte tingimustes, on veetemperatuuri muutused tunduvalt väiksemad kui



kevadisel soojenemisel või sügisel jahtumisel. Käesolevas töös on suve ja talve perioodid nimetatud stabiilse veetemperatuuriga perioodideks, mis rõhutab nende erinevust kevad- ja sügisperioodidest. Võrtsjärvel saame seega eristada veetemperatuuri aastases tsüklis järgmised termilised perioodid:

1. kevadise soojenemise periood – ajavahemik jääkatte lagunemisest kuni ööpäeva keskmise veetemperatuuri tõusuni 15°C;
2. suvine stabiilselt sooja veega periood – veetemperatuur on püsivalt üle 15°C;
3. sügisese jahtumise periood – ajavahemik ööpäeva keskmise veetemperatuuri langemisest alla 15°C kuni jääkatte tekkimiseni;
4. talvine stabiilselt külma veega periood, mis on ajaliselt piiritletud jääkatte esinemisega.

Kevadise soojenemise võib jagada kaheks alaperioodiks: esiteks ajavahemik jääkatte lagunemise algusest kuni veetemperatuuri tõusuni 4 °C; teiseks veetemperatuuri tõus 4 °C kraadist kuni 10 kraadini ja kolmandaks edasine temperatuuri tõus kuni 15 °C (tabel 1). Suvisel sooja veega perioodil võib omakorda eristada päevad kui keskmine veetemperatuur tõuseb üle 21°C. Seega on termiline suvi jaotatav kolmeks allperioodiks: 1) ajavahemik veetemperatuuri tõusuga 18lt kraadilt 21 kraadini; 2) päevad ööpäeva keskmise temperatuuriga üle 21°C ja 3) ajavahemik temperatuuri langusega 21lt kraadilt 18le kraadile. Suve teist allperioodi 23. juunist kuni 18. augustini võib nimetada kesksuveks.

Analoogselt kevadisele soojenemisele on sügisene jahtumine jaotatav kaheks alaperioodiks, kuid kevadele vastupidise soojusseisundi muutumisega – kõigepealt temperatuuri langus 15°C tasemelt 10 kraadini, seejärel 10 kraadist 4°C tasemele ning kolmandaks alaperiood 4°C tasemelt kuni püsiva jääkatte tekkimiseni. Talvel on järvevesi kõige ühtlasema temperatuuriga ja talve pole Võrtsjärvel jääkatte tingimustes otstarbekas jaotada alaperioodideks nagu seda on tehtud suurte ja sügavate järvede puhul.

**Tabel 1.** Võrtsjärve termiliste perioodide karakteristikute keskväärtused 1947–2000.

**Table 1.** Mean characteristics of the thermal seasons of Lake Võrtsjärv in 1947–2000.

Periood	Algus	Kestus	Temp. summa	Päeva keskmine temperatuur, °C	Gradient, °C ööpäevas
Kevadine soojenemine					
<4°C	8. apr.	9	28	3,1	0,16
4°C–10°C	17. apr.	21	143	6,8	0,29
10°C–15°C	8. mai	23	296	12,9	0,22
Suvine soojaveeperiood					
15°C–18°C	31. mai	23	391	17,0	0,13
>18°C	23. juuni	57	1085	19,0	
18°C–15°C	19. aug.	19	316	16,6	-0,16
Sügisene jahenemine					
15°C–10°C	7. sept.	22	274	12,5	-0,23
10°C–4°C	29. sept.	31	220	7,1	-0,19
<4°C	30. okt.	29	59	2,0	-0,14
Talvine külmaveeperiood	27. nov.	131			

Perioodide alguse või lõpu määramise aluseks on ööpäeva keskmise veetemperatuuri tõusmine üle või langemine alla teatud piirtemperatuuri. Ööpäeva keskmise veetemperatuuri pidevat tõusu või langust kohtame harva. Üldiselt toimub üleminekuperioodil, eriti kõrgematel piirtemperatuuridel, veetemperatuuri kõikumine kord üle, kord alla piirtemperatuuri.

Termiliste perioodide piiritlemisel on piirtemperatuurid 4, 10 ja 15°C limnoloogias laialt kasutatavad. Järvede veemassi vertikaalse liikumise seisukohalt on oluline temperatuuri minek üle või alla 4 kraadist, mis on teatavasti mageda vee suurima tiheduse temperatuur. Sellises olukorras, 4kraadise veetemperatuuri puhul, kujuneb sügavamates seisuveekogudes homotermia. Kliimaatilist ei ole vee suurima tiheduse temperatuuril arvestatavat mõju madalate järvede, sh Võrtsjärve soojusrežiimile. Bioloogiliselt on veekogude puhul oluline ööpäeva keskmise temperatuuri üle- või allaminekud 10°C tasemest. Sellest kõrgema temperatuuri korral intensiivistuvad järsult bioloogilised protsessid veekogus. Alates sellest temperatuurist algab fütoplanktoni ja suurtaimestiku kiirema kasvu periood, mis veelgi intensiivistub veetemperatuuri 15°C juures.

Järvede termilise tsükli algust on määratletud erinevalt. A.I. Tihhomirov (1982) on endise NSV Liidu suurte järvede termika uurimisel võtnud tsükli alguseks jääkatte tingimustes madalaima veetemperatuuri esinemise aja, talvise miinimumi. G. Hutchinson oma tuntud 1957. aastal ilmunud monograafias peab oluliseks lähtesituatsiooniks suvise stratifikatsiooni seisundit. Poola järveuurijad on sessoonse tsükli käsitlemist alustanud kas jäänähtuste või jääkatte algusest alates (Skowron, 2001), nagu seda on teinud ka Peipsi temperatuuri- ja jäärežiimi sessoonsete muutuste iseloomustamist A. Jaani (Jaani, Kullus, 1999) ning Läti järvede termilise režiimi uurimisel L.I. Glazačeva (1965).

Madalate ja sügavate järvede vahel on madalaima veetemperatuuri esinemises ajas põhimõtteline erinevus. Kõige väiksem on veemassis akumuldeerunud soojusvaru ja madalaim veetemperatuur järvedel, mille keskmine sügavus ulatub vähemalt 10 meetrini, talve lõpul. Sellest tulenevalt tavaliselt alustatakse sügavamatel järvedel aastase tsükli vaatlust kevadest, mis on igati õigustatud. Madalatel järvedel seevastu on temperatuuri miinimum sügise lõpul enne jääkatte tekkimist. Selleks ajaks on veemass hea läbisegunemise tõttu peaaegu kogu sügavuses jahtunud nullkraadise temperatuurini, mida võibki võtta Võrtsjärvel, analoogselt Peipsiga, aastase termilise tsükli algus- ja lõppmomendiks.

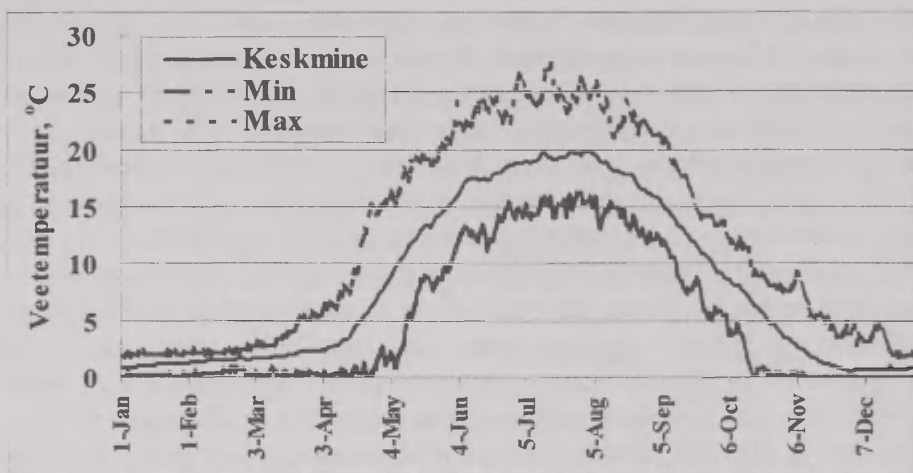
#### **4. Veetemperatuuri sesoonne käik**

Võrtsjärves on kõige madalam veetemperatuur sügisel jää tekkimise ajal või vahetult enne seda, tavaliselt novembris–detsembris (0–0,2°C). Pärast püsiva jääkatte tekkimist (ajavahemiku 1923–2000 keskmisena toimub see 28. novembril) hakkab vesi jää all suve jooksul põhjasetteisse akumuldeerunud soojuse arvel soojenema. Vahetult jää all on vesi nullilähedase temperatuuriga, sest esialgu soojenevad põhjalähedased kihid. Jaanuarist märtsini on veetemperatuur valdavalt 1–2 °C piires (tabel 2).

##### **4.1. Kevadine soojenemine**

Kevadine järvevee soojenemise periood langeb hästi kokku üldklimaatilise kevadega. Märgatav soojenemine algab aprilli II dekaadil, olenevalt kevadise

jäälagunemise algusest (joonis 1). Ka väga soojadele talvedele järgneval kevadel ei tõuse veetemperatuur  $4^{\circ}\text{C}$  tasemele enne 10. aprilli. Näiteks aastail 1961 ja 1989 lagunes jääkate lõplikult märtsi keskpaigas, kuid ööpäeva keskmine veetemperatuur ületas  $4^{\circ}\text{C}$  taseme aprilli II dekaadis (joonis 2). Keskmiselt saabub  $4^{\circ}\text{C}$  ööpäeva keskmine veetemperatuur kevadise jääsulamise teisel poolel – üheksa päeva pärast jääkatte lagunemise algust ning viis päeva enne jäänähte lõplikku kadumist. Selles mõttes tähendab Võrtsjärve kevadise soojenemise esimese faasi lõpp olulist piiri järve soojusseisundi sesoonses muutumises, sest veetemperatuuri jõudmine 4 kraadi tasemele tähendab üldiselt järvejää sulamise lõppu. Edasine päikesekiirguse neeldumine vees põhjustab juba kiirema veetemperatuuri tõusu (tabel 2).



**Joon. 1.** Päeva madalaima ja kõrgeima veetemperatuuri ning keskmise aasta veetemperatuuri sessoonne muutus Võrtsjärves.

**Fig. 1.** Seasonal variability of the observed daily minimum, maximum and mean water temperature of Lake Võrtsjärv.

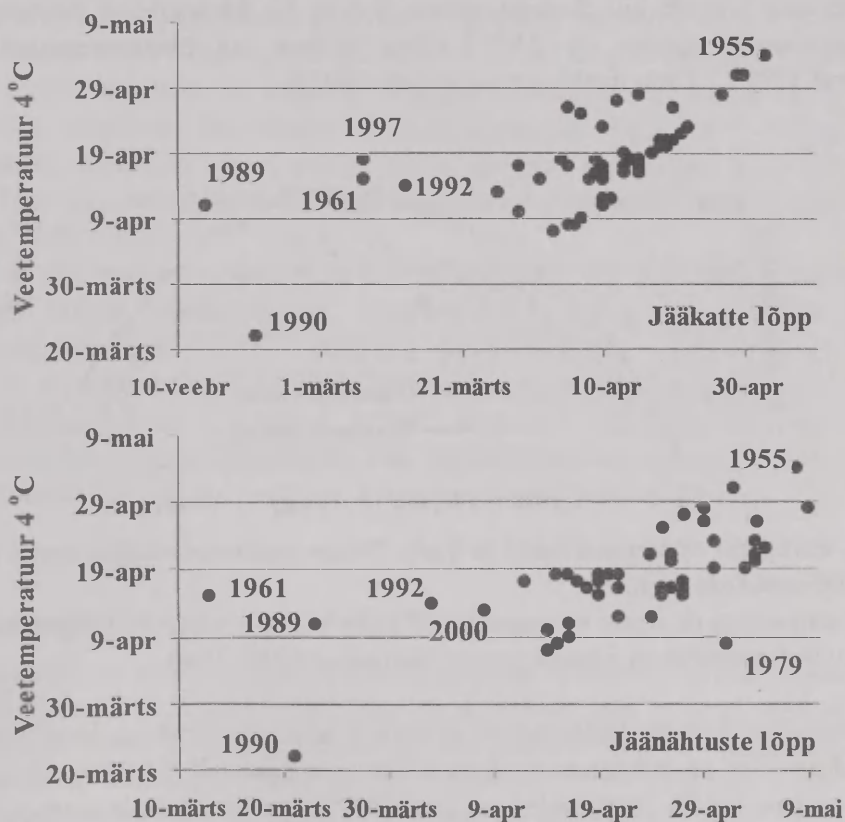
Sõltumata jääkatte ja jää sulamise kestusest algab intensiivne kevadine vee soojenemine enam-vähem samal ajal. Päikesekiirguse vahetu mõju öhu- ja veekogude veetemperatuurile on Eestis maikuust septembrini. Nendel viiel kuul langeb maa- ja veepinnale ligikaudu 70% summaarse kiirguse aastasummast. Ka hilisele varakevadele järgneb vee kiire soojenemine, sest aprilli teisel poolel on õhutemperatuur tunduvalt kõrgem kui märtsi lõpus–aprilli alguses. Ainult 1990. aasta oli erandlik, kus tänu väga soojale veebruarile (keskmine õhutemperatuur Tartus  $1,3^{\circ}\text{C}$ ) ja märtsi II dekaadile, jõudis Võrtsjärve veetemperatuur püsivalt  $4^{\circ}\text{C}$  tasemele juba 22. märtsil.

Seevastu külma talve ja külma kevade korral, nagu oli aastail 1955, 1956 ja 1978, on jääkatte lõpp ja  $4^{\circ}\text{C}$  veetemperatuuri saabumine ajaliselt kokkulangevad. Järve veemassi soojenemine jääkatte tingimustes toimub a) päikesekiirguse suurenenud hulga ja intensiivsuse toime ja b) jõgede lumesulavee mõjul. Külmal kevadel on tegemist suurema päikesepaiste kestusega. Vaba veealad tekivad jõgede suudmetesse ning jää ja kalda vahele kujunevad vaba vee ribad, mis pidevalt laienevad. Niisuguses olukorras päevane vee soojenemine on suurem kui öine jahtumine.



**Tabel 2.** Võrtsjärve veetemperatuuri karakteristikud (°C) kuude viisi aastail 1947–2000.  
**Table 2.** Monthly mean water temperature statistics (°C) of Lake Võrtsjärv in 1947–2000.

Kuu	Keskmine	Keskmise standard-hälve	Kuu üksikpäevade madalaima keskmine	Kuu üksikpäevade kõrgeima keskmine	Kõrgeim	Madalaim
I	1,0	0,5	0,1	2,0	2,2	
II	1,5	0,4	0,4	2,2	2,6	
III	1,9	0,9	0,2	3,8	5,6	
IV	4,2	2,7	0,5	9,5	15,2	0,1
V	12,0	3,5	5,9	18,2	21,0	0,8
VI	17,4	2,6	12,8	23,1	25,3	10,1
VII	19,3	2,2	15,0	25,0	27,5	14,0
VIII	18,1	2,3	14,1	23,1	25,9	11,7
IX	12,9	2,8	8,8	17,3	21,2	5,0
X	6,7	2,6	2,2	10,3	13,6	0,1
XI	1,8	1,9	0,0	5,8	9,2	
XII	1,8	0,8	0,0	9,0	4,5	



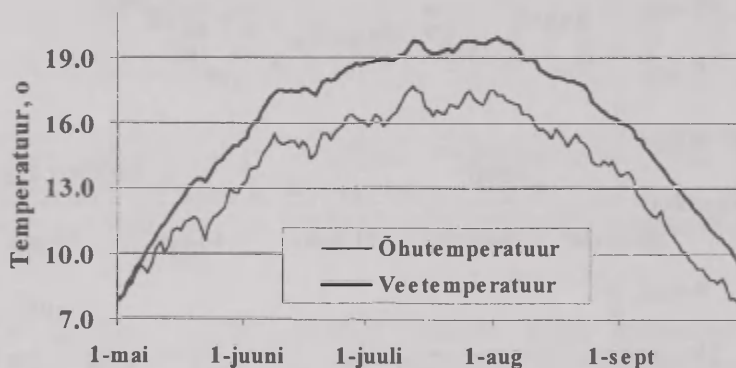
**Joon. 2.** Ööpäeva keskmise veetemperatuuri ajaline seos jääkatte lõpuga (üleval) ja jäähäälte lõpuga (all).

**Fig. 2.** Correlation between the occurrence of the first day of the mean water temperature of 4°C and the end of ice cover (above) and the end of ice phenomena (below).

Madalas Võrtsjärves soojeneb vesi kevadel 4°lt 15°ni kiiresti (keskmiselt 44 päevaga), mistõttu termiline suvi algab siin nädala võrra varem kui Peipsil. Erinevus madalaveelise Peipsi lõunaosa ja Lämmijärvega on aga väike, ulatudes keskmiselt 3–4 päevani. Kõige kiirem on veetemperatuuri muutus kevadise soojenemise teises faasis, st temperatuuri tõusu 4 kraadilt püsivalt kümne kraadini. Temperatuuri tõus moodustab keskmiselt 0,29 kraadi ööpäeva kohta, mis on Võrtsjärve aastases tsüklis kõige intensiivsem soojusseisundi muutus (tabel 1). Soojenemisperioodi lõpupoole temperatuuri gradient muutub – soojenemisel 10 kraadilt 15 kraadini on muutus keskmiselt 0,22 kraadi ööpäevas.

#### 4. 2. Suvine soojaveeperiood ja kõrgeim temperatuur

Suvine suhteliselt stabiilse soojusseisundiga periood (veetemperatuur üle 15°C), algab mai lõpus–juuni alguses, pikaajalise keskmisena 31. mail, Peipsil aga poolteist nädalat hiljem. Termilise suve kestus on aastate 1947–2000 keskmisena 99 päeva, millest 42 päeva moodustab periood, kus temperatuur on vahemikus 15–18°C, 57 päeva üle 18°C. Suveperioodi pikaajaline keskmine veetemperatuur on Võrtsjärvel 18,1°C. Kogu suveperioodi jooksul, st ajavahemikku 31. maist kuni 7. septembrini, on ööpäeva keskmine veetemperatuur kõrgem kui õhutemperatuur (joonis 3). Suveperioodi ööpäeva keskmiste veetemperatuuride summa on 240°C võrra suurem kui õhutemperatuuride summa: Võrtsjärvel 1790°C, Tartu meteojaama andmeil 1550°C.



**Joon. 3.** Võrtsjärve veetemperatuuri ja Tartu õhutemperatuuri võrdlus maist septembrini 1947–2000 keskmise aastal.

**Fig. 3.** Comparison of water temperature of Lake Võrtsjärv and air temperature of Tartu from May to September in a mean year of the period 1947–2000.

Aasta kõrgeima veetemperatuuri esinemise ajaks on tavaliselt juuli teine pool või augusti algus. Siis on temperatuur olnud kõigil vaatlusaastail üle 20°C, olles keskmiselt 54 aasta pikkuse (1947–2000) andmerea järgi 23,0°C (joonis 3). Kuid suvine temperatuuri maksimum võib olla ka ainult 20,4°C või 20,5°C (1949. ja 1950. aasta) kui ka üle 25°C (1972., 1988., 1994. ja 1999. aastal). Ajaliselt võib kõrgeim temperatuur esineda juunis, juulis või augustis, kuid kõige sagedamini siiski juulis – ligi pooltel aastatel. Peipsist erinevalt on Võrtsjärvel küllalt sageli (12 korral ehk 22%) aasta kõrgeim veetemperatuur

juunis. See on seletatav asjaoluga, et väikese sügavuse tõttu toimub siin kiire soojenemine suve alguse esimese soojalainega.

Kõige kõrgem ööpäeva keskmine veetemperatuur on Võrtsjärves mõõdetud 16. juulil 1994. aastal – 27,5°C. Tolle aasta kesksuvel (juulis–augustis) oli veetemperatuur pidevalt üle 22°C järjest 27 päeva. Üle 20°C on kuu keskmine veetemperatuur olnud 18 korral, kusjuures kõrgeim on olnud see 1988. aasta juulis – 23,3°C. Kõrge suvise veetemperatuuriga periood on olnud alates 1988. aastast kuni aastani 2000. Sellesse perioodi langeb koguni pool nende kuude arvust, kui kuu keskmine veetemperatuur on ulatunud üle 20°C.

Võrtsjärvel pole võimalik suveperioodi jaotada kaheks selgeks osaks: soojenemise ja jahtumise faasiks. Väikesest sügavusest tingituna mõnepäevane õhutemperatuuri järsk tõus või langemine põhjustab ka suhteliselt kiireid veetemperatuuri muutusi. Võrtsjärve madalaveelisuse tõttu ei ole tema veemassi termiline inerts kuigi suur ning veetemperatuur jälgib õhutemperatuuri kõikumisi selgemini kui Peipsil.

#### *4.3. Sügisene jahtumine*

Augusti teisel poolel hakkab järves vesi jahtuma, kuigi suveperiood veel kestab. Suvel akumulunud soojusvaru arvel on soojusvoog suunatud üles – atmosfääri ja jahtumine toimub järve pinna kaudu. Keskmisel aastal langeb kesksuve lõppu tähistav temperatuur 18°C tasemele 19. augustil. Sügisperioodi esimesele faasile on iseloomulik nagu suvelgi ööpäeva keskmisest õhutemperatuurist ligi 2,5°C võrra kõrgem veetemperatuur. Jahtumise teisel poolel alates oktoobri keskpaigast kuni novembri III dekaadini õhu- ja veetemperatuuri erinevus pidevalt väheneb, ulatudes sügisperioodi lõpul napilt 1,0 kraadini.

Sügisese jahtumisperioodile on kevadega võrreldes tervikuna iseloomulik aeglane temperatuuri langus. Sügisperioodi temperatuuri gradient on -0,18°C ööpäevas, kevadperioodil seevastu 0,29°C ööpäevas. Kuid termilise sügisese esimeses faasis, keskmiselt 7. septembrist kuni 29. septembrini, on temperatuuri langus võrreldes teise ja kolmanda faasiga kiirem – gradient -0,23°C ööpäevas. Kevadega võrreldes on sügis tuulisem, mistõttu toimub intensiivne vee mehaaniline segunemine, veemass jahtub peaaegu ühtlaselt ja järves valitseb homotermiale lähedane seisund kuni jääkatte tekkimiseni.

### **5. Temperatuurirežiimi pikaajalised muutused**

20. sajandil esinenud kliima soojenemine peaks avalduma ka veekogude termilise režiimi näitajates. Kuna sajandi keskpaigas oli suhteliselt jahe periood ning sellest ajast algab Võrtsjärve veetemperatuuri andmerida, siis peaksid temperatuurimuutused sajandi lõpuga võrreldes kliimaatilist soojenemist kajastama. Ajavahemikus 1952–2000 on Võrtsjärve aasta keskmine veetemperatuur tõusnud trendijoone (joonis 4) järgi arvatades 0,6°C, vegetatsiooniperioodi (mai–september) temperatuur 0,7°C võrra. 1952. aastal olid keskmised temperatuurid vastavalt 7,8°C ja 15,6°C, 2000. aastal 8,4°C ja 16,3°C. Kuude viisi arvestades on suurimad muutused seotud kevadkuudega (aprill, mai) ning aasta kõige soojema kuu – juuliga (tabel 3). 20. sajandi teisel poolel on kevad- ja suvekuudel



Võrtsjärve keskmine veetemperatuur tõusnud vähemalt 1,0°C võrra, sealjuures juulis 1,1°C võrra.

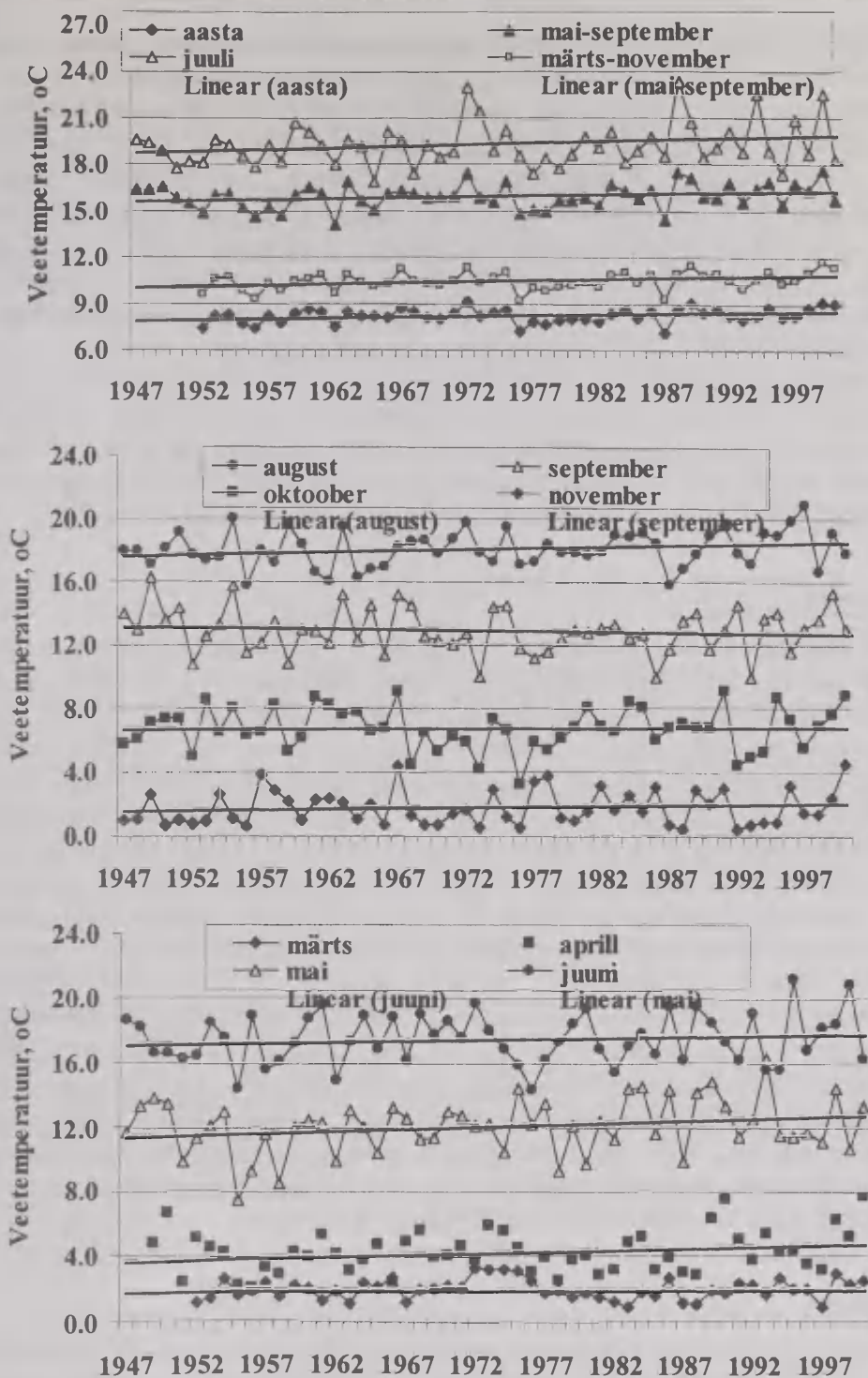
**Tabel 3.** Võrtsjärve kuu keskmise veetemperatuuri muutus (°C) aastail 1947–2000 arvutatuna lineaarse trendijooni järgi.

**Table 3.** Changes in monthly mean water temperature (°C) in 1947–2000 calculated by a linear trend.

Kuu	1947	2000	erinevus
märts	1,8	2,0	0,2
aprill	3,7	4,7	1,0
mai	11,3	12,7	1,4
juuni	17,1	17,8	0,7
juuli	18,7	19,8	1,1
august	17,6	18,5	0,9
september	13,1	12,6	-0,5
oktoober	6,6	6,8	0,2
november	1,5	2,0	0,5
mai-september	15,6	16,3	0,7
märts-november	10,0	10,8	0,8
aasta	7,8	8,4	0,6

Kevade ja suve veetemperatuuri tõus Võrtsjärvel on seotud neile aastaegadele iseloomuliku üldise soojenemisega, mis selgelt ilmneb kõigepealt järve jääkattest varasema vabanemisega. Kui vaatlusrea alguskümnele on iseloomulik ainult mõnepäevane varakevad, siis viimase 10–15 aasta jooksul on selle pikkuseks Võrtsjärvel kaks nädalat. Viimane on põhjustatud just märtsikuise ilma soojenemisega Eestis, kuigi järvejää sulamiseks kuluva soojuse tõttu märtsikuu veetemperatuur on trendijooni järgi arvutatuna tõusnud ainult 0,2°C võrra. Selline tulemus on küllaltki ootuspärane. Vaatamata ilma soojenemisele märtsis, jääb ööpäeva keskmine õhutemperatuur veel liiga madalaks, et märgatavalt mõjutada järves akumulatsioonilist soojushulka. Kõrgem õhutemperatuur märtsis ja aprilli alguses, jää- ja lumikatte varasem sulamine põhjustavad aga omakorda järvevee varajasema ja suurema soojenemise aprillis ja mais. Varakevadel järves akumulatsioonilist soojusvaru võimaldab varasemaga võrreldes temperatuuri suuremat tõusu ka suve alguses (juunis) esineva esimese soojalaine ajal.

Kevadele ja suvele iseloomulik Võrtsjärve veetemperatuuri tõus on kokkulangev sama perioodi üldklimaatilise soojenemisega. Eesti hüdroklimaatilistele aastaegadele on iseloomulik nende varasemaks nihkumine (Järvet, 2001). Võrtsjärvel on varakevade algus, mida määratakse jääkatte lagunemise alguse järgi, nihkunud varasemaks 17 päeva võrra ning muutus on statistiliselt usaldusväärne –  $P < 0,05$ . Ööpäeva keskmise veetemperatuuri tõus üle 4 ja 15°C on nihkunud varasemaks vastavalt 8 ja 7 päeva võrra. Seda muutust tuleb pidada kliimaatilise väga oluliseks, mida kinnitavad ka üldklimaatilise varakevade (maapinna vabanemine lumikattest) nihkumine Tartu andmetel 12 päeva võrra varasemaks (Jaagus 1997).



Joon. 4. Aasta, iseloomulike perioodide ja kuu keskmise veetemperatuuri dünaamika Võrtsjärvel aastail 1947–2000.

Fig. 4. Changes in annual, seasonal and monthly mean water temperature in Lake Võrtsjärv in 1947–2000.

Kõikidele kuudele peale septembri on viimase viiekümne aasta pikkuses aegreas täheldatav veetemperatuuri tõus (joonis 4), kuigi üksikaastate suure varieeruvuse tõttu trendi statistiline usaldusväärsus on madal. Septembri keskmine veetemperatuur on Võrtsjärvel alates 1947. aastast kuni sajandi lõpuni aga langenud  $0,5^{\circ}\text{C}$  võrra – 13,1 kraadilt 12,6 kraadini. Samasugune muutus esineb ka septembri keskmise õhutemperatuuri osas. Tiirikoja ja Tartu meteojaamade 1946–1998. aasta aegrea trendi järgi on septembri keskmine õhutemperatuur alanenud vastavalt  $1,1^{\circ}\text{C}$  ja  $1,2^{\circ}\text{C}$  võrra. Võrtsjärve veetemperatuuri ja järve ümbruskonna õhutemperatuuri langus 20. sajandi teisel poolel hõlmab ka oktoobri esimese dekaadi, kuigi oktoobri keskmine õhutemperatuur on jäänud peaaegu samaks.

Võrtsjärve soojusseisundi pikaajalisi muutusi talvekuudel (detsember, jaanuar, veebruar) pole võimalik iseloomustada veetemperatuuri andmete järgi, sest nendel kuudel esinevad muutused on väikesed ja juhuslikud. Muutusi järve soojusseisundis talvekuudel on võimalik selgitada kasutades jäärežiimi näitajaid nagu jäänähtuste ja jääkatte algus ning lõpp, ja talviste kliimaatiliste aastaegade kestust (Järvet, 2001).

## 6. Kokkuvõte

Käesolevas artiklis on esitatud Võrtsjärve veetemperatuuri analüüs, milles on kasutatud aastate 1947–2000 ööpäeva keskmise veetemperatuuri andmeid., mis on arvutatud Rannu-Jõesuu veemõõduposti mõõtmistulemustest. Peamiselt järve soojusseisundi muutuste järgi on aastases tsüklis eristatud neli termilist perioodi: kevadine soojenemise ja sügisese jahtumise ning suhteliselt stabiilse temperatuuriga soojaveeline suve- ja külmaveeline talveperiood. Tingituna järve väikesest sügavusest, küllalt sirgest kaldajoonest ja veepinna avatusest, jälgib veetemperatuuri sessoonne kõik küllalt hästi õhutemperatuuri muutusi. Ööpäeva keskmine veetemperatuur on kevadel kuni mai alguseni  $1,0$ – $1,5^{\circ}\text{C}$  võrra õhutemperatuurist madalam. Ülejäänud osal jäävabast perioodist on olukord vastupidine, kusjuures juulis kujuneb kuu keskmise erinevuseks  $2,5^{\circ}\text{C}$ .

Seoses 20. sajandi kliima soojenemisega Põhja-Euroopas, on võimalik mõningat veetemperatuuri tõusu täheldada ka Võrtsjärvel. Kõige rohkem on kuu keskmine veetemperatuur tõusnud kevadel: aprillis ja mais, vastavalt  $1,0$  ja  $1,4^{\circ}\text{C}$  ning aasta kõige soojemal kuul – juulis  $1,1^{\circ}\text{C}$  võrra. Seevastu september on ainus kuu kui veetemperatuur on langenud ja koguni  $0,5^{\circ}\text{C}$  võrra. Nimetatud muutused on heas kooskõlas Lõuna-Eesti meteojaamade andmeil samal perioodil esinenud õhutemperatuuri muutustega, mis samuti näitavad olulist soojenemist kevadel ja langust septembris.

## Kirjandus

- Glazačeva, L.I., 1965. Ledovoj i termičeskij režim rek i ozer Latvskoj SSR. Zvaigzne, Riga.  
Hutchinson, G.E., 1957. A treatise on limnology. Vol. 1. New York, London.  
Jaagus, J., 1997. Pikaajalised muutused Eesti kliimakalendris. Kaasaegse ökoloogia probleemid. Ajalised muutused Eesti eluslooduses ja keskkonnas. Eesti VII Ökoloogiakonverentsi lühiaartiklid. Tartu, 8.–9. mai, 1997. Tartu, Eesti Ökoloogiakogu, 41–46.  
Jaani A., Kullus, L.-P., 1999. Peipsi hüdroloogiline režiim ja veebilanss. Pihu, E., Raukas, A. (toim) Peipsi. Keskkonnaministeeriumi Info- ja Tehnokeskus, Tallinn, 27–55.  
Jaani, A., 1973. Hüdroloogia. T. Timm (toim) Võrtsjärv. Valgus, Tallinn, 37–60.



- Järvet, A., 2001. Veekogude kliimaatilised aastaajad. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 90, 48–81.
- Järvet A., 1999a. Influence of ice cover on the ecological conditions of shallow Lake Võrtsjärv. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 84, 92–100.
- Järvet A., 1999b. Võrtsjärve jäärežiim ja selle pikaajalised muutused. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 171–179.
- Skowron, R., 2001. Surface water thermal seasons in polish lakes, their distribution and spatial differentiation. *Limnological Review*, 1, 251–261.
- Tihhomirov, A.I., 1982. *Termika krupnyh ozer*. Nauka, Leningrad.

## **Thermal Regime of Lake Võrtsjärv**

Arvo Järvet

*Institute of Geography, University of Tartu*

### **Summary**

This work involves the analysis of long-period time series concerning the daily values of water temperature of Lake Võrtsjärv locating in South Estonia. The observation data from the Estonian Meteorological and Hydrological Institute of surface water temperature in the 54-year period of 1947–2000 were used. Water temperature has been measured since 1947 at the depth of 0.3–0.4 m twice a day (at 8 AM and 8 PM) at Rannu-Jõesuu hydrometric station located on the outflow from the lake.

It is assumed that the basic criterion for the division of the year into thermal seasons is the transition of water temperature through the stipulated values (levels). Two essential threshold temperatures are passed during the warming and cooling periods in spring and autumn, 4°C and 15°C respectively. 4°C is the temperature of the highest water density, and 15°C separates intensive biological summer from spring and autumn. Above this temperature level the intensive vegetation of macrophytes and diatoms begins. The thermal cycle of Lake Võrtsjärv is divided into 4 main periods: 1) spring warming period, 2) summer relatively stable warm period, 3) autumn cooling, and 4) winter stable cold period. There is a peculiar period in the thermal regime of Lake Võrtsjärv (caused by the lake's shallowness), which can be regarded as a zero point at the end of autumn, just before the formation of the ice cover.

The winter season begins with the formation the ice-sheet in the end of November. The shallow Lake Võrtsjärv does not warm up and cool down considerably faster. Warming from the break-up of ice cover to 15°C lasts for 53 days and the temperature reaches 15°C at the end of May. The maximum water temperature in summer season (the observed values in different years between 20.4–27.5°C) occurs in the second decade of July, and the water temperature falls under 15°C approximately on 7 September, thus ending the biological summer. The autumn cooling from 15°C to the formation of permanent ice cover (a long-period mean on 27 November) lasts for 82 days.

The thermal characteristics of lakes are particularly responsive to changes in the weather and frequently amplify the effects of regional-scale variations in the circulation of the atmosphere. All the long-term changes of thermal seasons observed in the Lake Võrtsjärv are in a good accordance with the trend of increasing mean air temperature during spring season (in April and May) and decreasing in September.

## Fenoloogiliste kalendrite koostamise metoodika Kesk- ja Ida-Euroopa andmestiku näitel

Rein Ahas, Anto Aasa  
*Tartu Ülikooli Geograafia Instituut*

### 1. Sissejuhatus

Kliimamuutuste ja nende võimalike mõjude uurimine on tänase fenoloogia põhiline rakendusala. Seetõttu on tänapäeval fenoloogiliste uurimistööde metoodika arenenud eelkõige pikaajaliste muutuste uurimise valdkonnas. Ka fenoloogiliste süsteemide modelleerimine ja seireinfo põhinevad uuringud on suuresti seotud kliima globaalsete muutuste käsitlemisega. Käesolevas töös tutvustatakse fenoloogilise uurimistöö metoodikat traditsioonilises lähenemises: kuidas kirjeldada, võrrelda ja analüüsida sesoonsust looduses, kuidas koostada kirjeldavaid fenoloogilisi kalendreid, mis annaksid ülevaate isendi, liigi, taksoni, ökosüsteemi või piirkonna aastaajalisest rütmist. Fenoloogiliste kalendritega kirjeldatakse ka pikaajalisi muutusi ja trende.

Töö eesmärgiks on anda ülevaade aastaajaliste nähtuste üldiste seaduspärasuste kirjeldamise ja uurimise metoodikast: fenoloogiliste kalendrite analüüsist. Selleks kasutatakse Euroopa Liidu 5. raamprogrammi projekti POSITIVE (*Phenological Observations and Satellite Data (NDVI): Trends in the Vegetation Cycle in Europe*) raames kogutud andmebaasi Kesk- ja Ida-Euroopast (Menzel *et al.*, 2002). TÜ Geograafia Instituudi töögrupp osales projektis 2000–2002. a. Autorid tänavad kõiki fenoloogilisi vaatlejaid väärtuslike andmete kogumise ja kolleege heade nõuannete eest.

### 2. Andmestik

POSITIVE andmebaas on üks esimesi katseid käsitleda Euroopa erinevate riikide taimefenoloogilist andmestikku ühtse andmebaasina. Andmebaas on koostatud 9 erineva allika alusel. Austria, Eesti, Hispaania, Poola, Saksa, Sloveenia, Šveitsi ja Tšehhi aegread on saadud riiklikest meteoroloogiategenistustest; endise Nõukogude Liidu territooriumi (va Eesti) kattev andmestik on kogutud Vene Geograafia Seltsi arhiivist ja varem regulaarselt avaldatud nn sesoonse elu päevikutest (Kalendari prirody..., 1965). Eestist on POSITIVE andmebaasi lülitatud Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi (EMHI) taimefenoloogiline andmestik. POSITIVE andmebaasi andmete hulk on riigiti väga erinev, varieeruvad ka vaatlusperioodid, vaatlusmetoodikad ja liikide nimekirjad. Eesti, Saksa ja Austria andmed on kvaliteedilt ühed usaldusväärsemad Andmete baasperioodiks on aastad 1951–1998.

Käesolevas töös on fenoloogiliste kalendrite koostamiseks ja analüüsiks kasutatud 8 vaatluskoha andmeid perioodist 1951–1998 (joonis 1, tabel 1). Fenoloogiliste kaartide koostamiseks kasutati kõiki üle 35 aastase vaatlusperioodiga aegridasid, va paiselehe õitsemise alguse keskmist ja standardhälvet kirjeldavatel kaartidel, mille vaatlusrea miinimumpikkuseks on 18 aastat. Jaamad ja faasid valiti silmas pidades geograafilist katvust, liikide/faaside kattuvust, aegridade pikkust ja kvaliteeti. On tavaline, et hea fenoloogiline andmestik on olemas kevad-suvise perioodi kohta, sügisfaaside osakaal on

ka käesolevas kalendris minimaalne. Kasutatud kliimaparameetrid põhinevad peamiselt keskmistel ööpäevastel õhutemperatuuridel.



**Joon. 1.** Fenoloogiliste kalendrite koostamiseks valitud vaatluspunktide paiknemine.

**Fig. 1.** Location of observation points used for creating of phenological calendars.

**Tabel 1.** Fenoloogiliseks kalendrite koostamiseks valitud vaatluspunktide koordinaadid ja kõrgus merepinnast.

**Table 1.** Geographical co-ordinates and absolute heights of observation points used for creating of phenological calendars.

Vaatluskoht	Riik	Pikkus- kraad	Laius- kraad	Kõrgus merepinnast (m)
Trier-Petrisberg	Saksamaa	6,65	49,75	260
Schleswig	Saksamaa	9,57	54,52	18
Viechtach	Saksamaa	12,88	49,08	430
Weiz	Austria	15,63	47,22	465
Pärnu	Eesti	24,52	58,37	3
Žitomir	Ukraina	28,67	50,33	221
Borok	Venemaa	38,13	57,88	111
Kuznetskoje	Venemaa	60,50	55,50	274

### 3. Fenoloogiliste kalendrite koostamise teoreetilised lähtekohad

Fenoloogiline kalender sündmuste kronoloogiline loend või selle graafiline esitus, mis kirjeldab aastaajaliste nähtuste algust, kestust ja vastastikuseid seoseid (Schnelle, 1955; Ahas, Aasa 2001). Fenoloogiline kalender aitab kirjeldada koosluste või taksonite sesoonsust ning nende seoseid keskkonnatingimustega. Kalendrid sisaldavad mitmesuguseid andmeid eluslooduse, keskkonnatingimuste ja instrumentaalselt mõõdetud



kliimaatiliste parameetrite kohta. Fenoloogiliste faaside ajaline käik iseloomustab kliima varieeruvuse ja kliimamuutuste mõju elusloodusele, seega on tegemist olulise allikaga kliima muutuste uurimisel (Penuelas, Filella, 2001).

Fenoloogilised kalendrid, mida kasutatakse kohtade, aastate või taksonite aastaajaliste nähtuste kirjeldamiseks, sisaldavad eluslooduse, keskkonna ja kliimaparameetrite erinevaid arengufaase. Tüüpilisemad taimede juures vaadeldud fenofaasid on mahlaajooks, lehtimine, õitsemine, viljade valmimine, lehtede värvumine ja langemine ning kasvuperioodi algus ja lõpp. Looduskeskkonna sesoonsete parameetritena vaadeldakse ilmastikutingimusi, lume- ja jäänähtusi, veekogude seisundit, pinnase seisundit ja palju teisi ilminguid. Kirjeldavad kliimaparameetrid baseeruvad õhutemperatuuri, õhurõhu, sademete, kiirguse ja tuule andmetel. Kliimaatilised aastaajad, aktiivsete, efektiivsete ja negatiivsete temperatuuride summad, külmumise, öökülmade ning kasvuperioodi alguse ja lõpu kuupäevad on tavalisemad kliimaatiliste parameetrite põhjal määratud tunnused, mida kasutatakse fenoloogilistes kalendrites. Kliimaatilised aastaajad kujutavad endast homogeenseid etappe aastase klimatoloogilise tsükli lõikes ja on määratletud ööpäeva keskmise õhutemperatuuri püsivate üleminekute alusel. Talveperioodi kohta kasutatakse kliimaatiliste aastaegade eristamiseks ka lumenähtusi (Raik, 1963; Jaagus, Ahas, 2000). Spetsiifilistes fenoloogilistes kalendrites esitatakse eeltoodust palju rohkem aastaajalisi nähtusi, nii on üsna tuntud põllutööde, mesinduslikud, kalanduslikud jpt teised kalendrid.

Fenoloogilisi nähtusi esitatakse kalendris nende ilmunise alguskuupäevade ehk daatumitega. Lisaks ilmunise kuupäevale kasutatakse nende kirjeldamiseks intervale, kusjuures mingi seisundi alguse ja lõpu vahelist intervalli nimetatakse nähtuse kestuseks. Fenofaasidele on iseloomulik kordumine aastast aastasse, mistõttu neid nähtusi nimetatakse rütmilisteks. Rütmilisus tähendab, et süsteemi võnkumisel on tsüklilisuse ja perioodilisuse tunnused, kuid võnked ei toimu rangelt sama ajavahemikuga ja ei vii tagasi täpselt samasse algstaadiumisse. Sellest lähtuvalt ei ole fenofaasid päris perioodilised (st nähtuse kordumise ajaline intervall on erinev) ja ei ole päris tsüklilised, st nähtused ei jõua täpselt samasse arenguetappi tagasi. Fenoloogilised kalendrid aitavad kirjeldada nähtuste rütmilisust. Kalendrid sobivad kohtade, aastate, koosluste või taksonite rütmi kirjeldamiseks, selle eelduseks on mitmed üksteisele ajaliselt järgnevad nähtused või vaatlused.

Fenoloogilisi kalendreid võib jaotada kaheks tüübiks – kirjeldavateks ja seoste kalendriteks. Kirjeldavad kalendrid näitavad mingite nähtuste algusdaatumeid ja järjekorda. Seoste kalendrid kõrvutavad nähtusi ja otsivad seoseid erinevate näitajatega. Kirjeldava kalendri näiteks on lihtne dendrofenoloogiline kalender, mis esitab keskmised õitseajad ja nende varieeruvuse mingis piirkonnas. Kirjeldavaks kalendriks on mingi liigi aastane fenoloogiline tsükkel. Seoste kalendri tüübi esindajaks on näiteks agrofenoloogilised kalendrid, mis seovad temperatuuri ja maapinna seisundit, taimede arengufaase ning põllutööde aegu.

Fenoloogiliste kalendrite iseloomulikuks tunnuseks on nähtuste jaotumine sarnaste etappide kaupa ehk aastaegade määratlemine. Aastaajad on homogeensete tingimustega perioodid, millele on iseloomulik sarnane varieeruvus. Fenoloogilised aastaajad on kohalikel traditsioonidel põhinevad, sõltudes tavaliselt liigilisest aspektist, tavadest, keskkonnast jms. Rahvusvaheliselt tunnustatud fenoloogiliste aastaegade süsteemi ei ole loodud, selleks ei ole ka algmaterjali ja vajadust (Ahas, 2001). Fenoloogilisi kalendreid on kasutanud paljud autorid just kirjeldava fenoloogia osana. Piirkondade aastaajalisi

nähtusi või vaatluste kokkuvõtteid sisaldavate tabelite ja üldistuste trükkimine on iseloomulik kõigile sesoonse kliimaga maadele, kus on vaja iseloomustada ja võrrelda kohti või aastaaegu. Fenoloogiliste kalendrite koostamise ja graafilise esitamise metoodika osas on varasematest autoritest tuntud Hopkins (1938) USAs, Schnelle (1955) Saksamaal ja kogu Euroopas, Schults (1981) endises N Liidus. Tänapäeval on väga põhjalikke kalendrid koostatud ja uuritud paljudes maailma riikides. Näiteid võib tuua Šveitsist (Defila, 1992), Norrast (Wiegolaski, 1999) ja Eestist (Ahas, 2001).

Fenoloogilise kalendri koostamiseks on vaja head ja aastat ühtlaselt katvat andmestikku. Tegelikuses on fenoloogilisi andmeid rohkem kevade ja suve kohta, vähem on vaadeldud sügise faase ja talvel on eluslooduses suhteliselt vähe vaadeldavat. Sellest lähtuvalt on aastaringi katvate kalendrite koostamine komplitseeritud, tavaliselt keskendutakse vegetatsiooniperioodile ja kevadele ning suvele. Maastiku terviklikuks kirjeldamiseks peab olema esindatud rohu-, puhma-, põõsa- ja puurinde liike. Vajalikud on indikaatorliigid, mis kirjeldavad hästi mingi looduse arenguetaapi sesoonsust. Indikaatorlikuks loetakse mingile etapile iseloomulikku faasi, mis on piirkonnale tüüpiline ning kergesti vaadeldav. Näiteks loetakse Eestis varakevade alguseks kase mahlajooksu algust, kevade alguseks vahtra õitsemist ning suve alguseks rukki õitsemist. Üldiselt domineerivad indikaatorfaasidena puuliikide arenguetaapid, kuna neid on enam vaadeldud ja nad on kergesti määratavad.

Üheks olulisemaks kalendri usaldusväärsuse määrajaks on vaatlusriidade pikkus. Kindlas kohas aastast aastasse (soovitavalt ühe isiku poolt) vaadeldud aegread on kõige põhjalikumaks infoallikaks. Aegride pikkus, mida kalendrite koostamiseks kasutada sõltuvad andmete olemasolust ja eesmärkidest. Kirjanduse andmeil on optimaalseks aegrea pikkuseks vähemalt 25 aastat (Gornik, 1994). Samas kasutatakse parema andmestiku puudumisel ka lühemaid perioode. Kliimamuutustega seonduvalt uuritakse järjest rohkem võimalike trendide olemasolu ka fenoloogilistes aegrides. Käesolevas töös on regressioonanalüüsil kasutatud minimaalseks aegrea pikkuseks 35 aastat. Juhul kui aegrides tuvastatakse usaldusväärseid trende, on keskmiste alguste arvutamisel oluline tänapäevase seisundi kajastamiseks koostada kalender ka viimaste aastate kohta eraldi. Euroopa kalendrite koostamisel võrdlesime näiteks perioode 1951–60 ja 1991–2000. Keskmised algused üksikute dekaadide lõikes võivad üksteisest ja ka pikaajalisest keskmisest märgatavalt erineda (Ahas *et al.*, 2002).

Fenoloogiliste kalendrite üheks eesmärgiks on pakkuda meetodeid aegride ühtlustamiseks ja neis esinevate lünkade interpoleerimiseks. Tavaliselt on fenoloogiliste vaatlusprogrammide probleemiks faaside erinevus jaamade vahel ja lüngad vaatlusriidades. Fenoloogilise kalendri statistikud võimaldavad võrrelda vaatlusi naaberjaamades või samas jaamas, tugevate korrelatsioonide olemasolul saab nende abil interpoleerida lünki. Fenoloogiliste aegride interpoleerimisel kasutatakse tavaliselt vahede meetodit (Metodičeskije ukazanija..., 1967). Selleks leitakse esmalt tugeva korrelatsiooniga faaside paarid. Eelistatakse sama liigi sama arengufaasi lähimas naaberjaamas või parima korrelatsiooniga faasi samas jaamas. Näiteks on käesolevas töös interpoleerimiseks kasutatud aegride kattuvate aastate hulk vähemalt 25 aastat ja korreleeruvus tugevam kui 0,7. Mõlemal korrelatsioonipaari liikmel leitakse keskvaartused. Keskmised arvutatakse ainult nende aastate põhjal, millal vaatlused on olemas mõlemast jaamast. Seejärel leitakse kahe aegrea keskmine erinevus päevades, mis summeeritakse interpoleerivale aegreal neil aastatel, kui interpoleeritaval aegreal on vaatlused puudu. Tulemuseks on katkematu aegrida, mis oluliselt lihtsustab ja muudab

täpsemaks erinevaid analüüsi protseduure (nt regressioon-, klaster- ja faktoranalüüs). Samas tuleb interpoleeritud aegridadesse suhtuda vastava kriitilisusega.

Fenoloogilisi andmeid võib interpoleerida ka temperatuuride ja muude kliimaparameetrite abil, kuid saadud tulemused ei pruugi enam kirjeldada taimefenoloogilisi protsesse, vaid pigem interpoleerimisel kasutatud näitajate dünaamikat. Kliimaparameetritega interpoleerides on soovitatav kasutada mitmel tunnusel põhinevaid mudeleid, mille täpsust on kontrollitud paljudes jaamades.

#### 4. Fenoloogilist arengut kirjeldavad statistikud ja nende graafilised esitusviisid

Tabelis 2 on esitatud Pärnu fenoloogiline kalender, mis kirjeldab kasvuperioodi fenoloogilist rütmi. Selle näitel on järgnevalt iseloomustatud tähtsamaid fenoloogiliste kalendrite statistikuid. Kalendrite koosseis ja statistikud valitakse vastavalt uurimistöö eesmärkidele ja olemasolevale andmestikule.

**Tabel 2.** Pärnu taimefenoloogiline kalender. \* – statistiselt oluline trend  $P < 0,05$  tasemel.

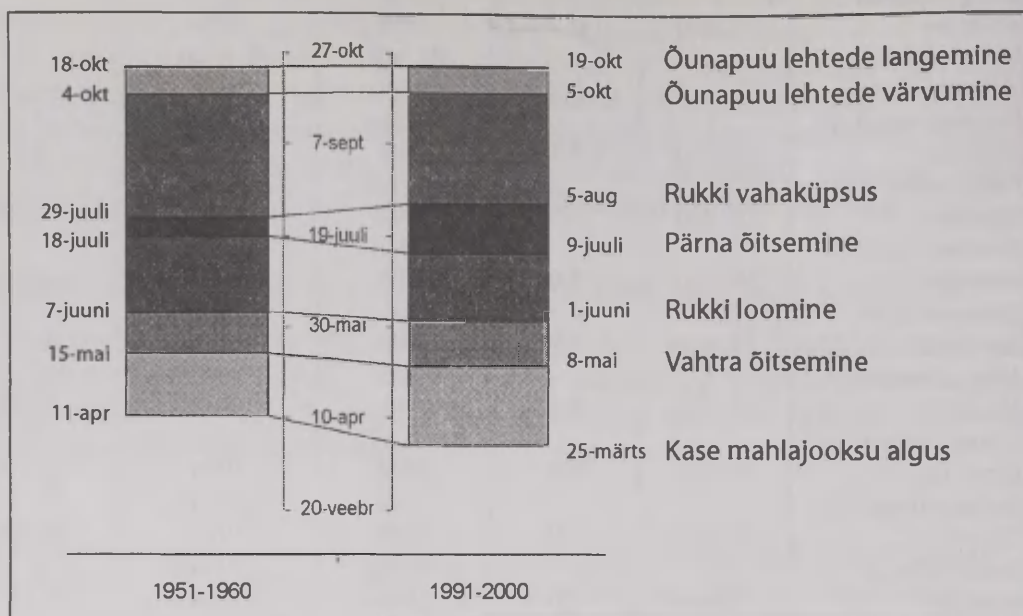
**Table 2.** Phyto-phenological calendar in Pärnu. \* –significant trend on  $P < 0.05$  level.

Fenofaas	Keskmine	St.-hälve	Varaseim	Hiliseim	Regr. tõus
<i>Betula pendula</i>			5. märts	23. apr	
mahlajooks	5. apr	10,7	1990	1955	-0,4*
<i>Alnus incana</i>			23. veebr	6. mai	
õitsemine	10. apr	13,1	1961	1955	-0,17
<i>Secale cereale</i> veg.			8. märts	4. mai	
uuenemine	13. apr	10,8	1960	1987	0,06
<i>Corylus avellana</i>			23. veebr	24. mai	
õitsemine	13. apr	16,9	1990	1964	-0,46*
<i>Alnus glutinosa</i>			26. märts	13. mai	
õitsemine	18. apr	11,0	1961	1955	-0,22
<i>Padus avium</i>			16. apr	24. mai	
lehtimine	6. mai	7,8	1990	1958	-0,28*
<i>Betula pendula</i>			15. apr	26. mai	
lehtimine	8. mai	7,5	1990	1955	-0,32*
<i>Alnus incana</i>			13. apr	27. mai	
lehtimine	8. mai	9,3	1990	1955	-0,39*
<i>Sorbus aucuparia</i>			21. apr	26. mai	
lehtimine	10. mai	6,3	1989	1955	-0,18*
<i>Syringa vulgaris</i>			19. apr	26. mai	
lehtimine	10. mai	7,2	1989	1955	-0,25*
<i>Corylus avellana</i>			22. apr	27. mai	
lehtimine	10. mai	7,2	1989	1955	-0,26*
<i>Betula pendula</i>			12. apr	4. juuni	
õitsemine	12. mai	8,9	1989	1955	-0,10
<i>Acer platanoides</i>			26. apr	8. juuni	
õitsemine	12. mai	8,2	1989	1962	-0,13
<i>Malus domestica</i>			24. apr	3. juuni	
lehtimine	14. mai	7,5	1989	1955	-0,06
<i>Tilia cordata</i>			24. apr	3. juuni	
lehtimine	14. mai	7,3	1989	1955	-0,07



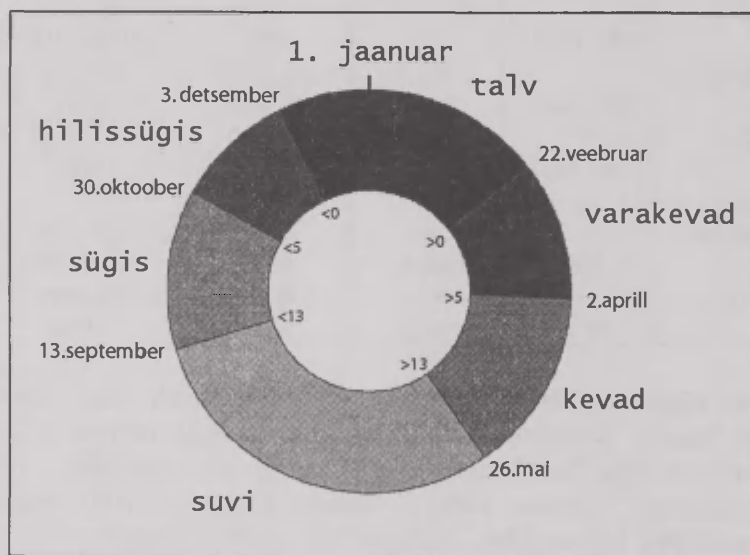
<i>Acer platanoides</i>			28. apr	8. juuni	
lehtimine	16. mai	7,7	1989	1955	-0,21*
<i>Padus avium</i>			21. apr	6. juuni	
lehtimine	17. mai	7,8	1989	1955	-0,14
<i>Fraxinus excelsior</i>			30. apr	6. juuni	
õitsemine	19. mai	8,5	1989	1955	-0,15
<i>Padus avium</i>			24. apr	8. juuni	
õitsemine	19. mai	8,5	1990	1955	-0,28*
<i>Fraxinus excelsior</i>			1. mai	8. juuni	
lehtimine	19. mai	8,0	1998	1955	-0,16
<i>Quercus robur</i>			5. mai	15. juuni	
õitsemine	24. mai	8,0	1998	1955	-0,15
<i>Malus domestica</i>			6. mai	17. juuni	
õitsemine	27. mai	8,1	1998	1955	-0,18*
<i>Syringa vulgaris</i>			7. mai	24. juuni	
õitsemine	29. mai	8,6	1998	1955	-0,27*
<i>Sorbus aucuparia</i>			4. mai	23. juuni	
õitsemine	30. mai	9,0	1998	1955	-0,28*
<i>Secale cereale</i>			11. mai	22. juuni	
loomine	3. juuni	7,6	1998	1954	-0,23*
<i>Phleum rivale</i>			14. juuni	20. juuli	
õitsemine	2. juuli	8,0	1992	1955	-0,29*
<i>Tilia cordata</i>			18. juuni	26. juuli	
õitsemine	9. juuli	9,1	1992	1951, 1952	-0,25*
<i>Secale cereale</i>			17. juuni	26. juuli	
piimpüpus	11. juuli	8,4	1992	1954, 1961	-0,28*
<i>Solanum tuberosum</i>			25. juuni	20. aug	
õitsemine	22. juuli	11,4	1992	1962	-0,52*
<i>Secale cereale</i>			6. juuli	22. aug	
vahaküpus	29. juuli	10,8	1987	1964	-0,39*
<i>Malus domestica</i>					
lehtede langemise			2. aug	10. nov	
lõpp	1. okt	34,2	1953	1958, 1967	-0,43
<i>Secale cereale</i>			6. okt	26. nov	
veg. lõpp	30. okt	10,5	1962	1958	-0,01

1) Faasi alguse **keskmise kuupäev**, millest lähtuvalt faasid tabelis järjestatakse. Tavaliselt on faaside järgnevus vaatluspunkti siseselt ja regiooniti stabiilne. Faaside järgnevuse muutus ehk fenofaaside inversioon esineb erandlikel aastatel ja ajaliselt lähestikku asetsevate faaside puhul. Faaside järgnevus võib vahetuda erinevates loodusgeograafilistes regioonides. Näiteks on uuritud hobukastani, sireli ja pihlaka õitsemise alguse järgnevuse muutumist Euroopa erinevates geograafilistes piirkondades (Schnelle, 1955). Keskmise kuupäeva graafilisel eksponeerimisel on palju erinevaid võimalusi. Traditsiooniline on fenoloogiliste spektrite (joonis 2) või aastaringide (joonis 3) esitamine. Kui esitatavaid kriteeriume (liike, faase) on rohkem esitatakse andmed üksiknähtuste fenospektrite tabelina. Joonisel 4 on nädisena esitatud fragment Eesti mükofenoloogilisest kalendrist (Kalamees, 2001), kus on näha erinevate liikide elutegevuse alguse, lõpu, intensiivsuse (värvitooni tugevus) ja kestuse parameetrid. See meetod võimaldab jälgida nähtuste järjestust, kestust ja lõppu. Kindlasti saab kalendreid esitada veel paljude teiste väga mitmekesiste graafiliste lahendustega.



Joon. 2. Türi 1950. ja 1990. aastate taimefenoloogiline spekter.

Fig. 2. Phenological spectrum in Pärnu in 1950s and 1990s.



Joon. 3. Viechtachi kliimakalendri aastaring (kell).

Fig. 3. Annual circle of climatic calendar in Viechtach.

2) **Aegrea pikkus**, täiendab teisi karakteristikuid ja on oluline, kuna aegread on tihti erineva pikkusega. Samuti aitab vaatluste arv hinnata statistikute usaldusväärsust ja võrrelda kalendris esitatud väärtusi.

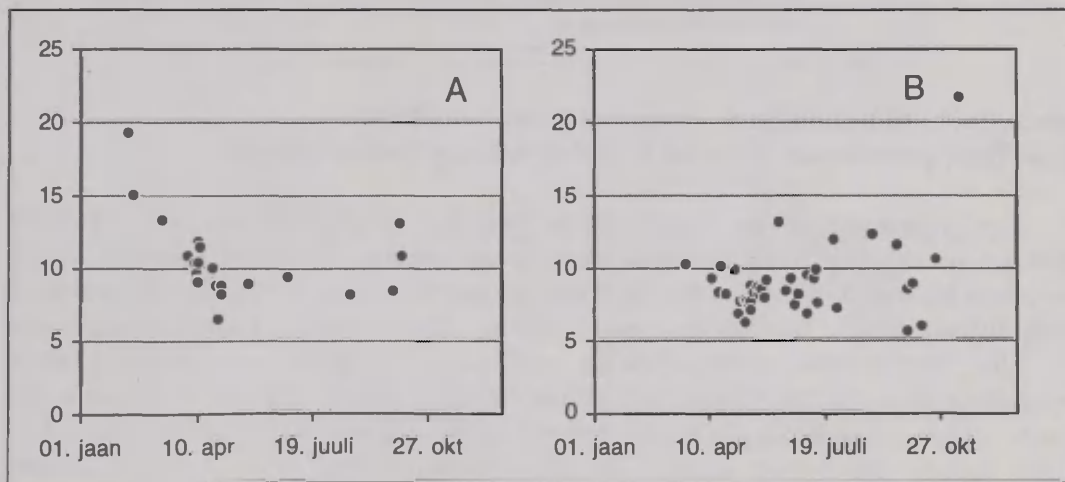
3) **Standardhälve** kirjeldab fenofaaside alguse varieeruvust päevades. Joonisel 5 on võrreldud kahes jaamas vaadeldud fenofaaside alguste standardhälvete käiku

kasvuperioodi lõikes. Merelisele parasvöötmele on omane, et hálbed on suuremad varakevadel ja kahanevad suve alguseks. Hilissuvest alates tõuseb varieeruvus ja on maksimaalne sügiseste faaside puhul. Kontinentaalsemate kliimatingimustega aladel on kevadine ja sügisene varieeruvus madalam ja sarnaneb standardhálvete suvise tasemega. Looduslike taimede standardhálbe kõik kasvuperioodi lõikes võib märgatavalt erineda näiteks agrofenoloogiliste faaside varieeruvusest. Agrosüsteemides on varieeruvus väiksem tänu inimese sekkumisele, millega püütakse luua ideaalseid kasvutingimusi ja vähendada hálbeid (Aasa, 2001). Ka kliimatiliste aastaegade varieeruvus (standardhálve) on kõige madalam suvel ning suureneb üleminekuaastaegadel (Jaagus, 2001).

Kuu	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III						
Dekaad	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Sarcoscypha austriaca																			
Morchella elata																			
Collybia dryophlla																			
Russula aeruginea																			
Russula queletii																			
Agaricus campestris																			
Leccinum nivium																			
Cantharellus cibarius																			
Marasmius androsaceus																			
Exidia repanda																			

**Joon. 4.** Fragment Eesti seenespektrist (Kalamees, 2001). Erinevad värvitoonid tähistavad elutegevuse intensiivsuse erinevusi.

**Fig. 4.** A fragment from the Estonian mycological spectrum (Kalamees, 2001). Different colours indicate differences in the intensity of life activity.



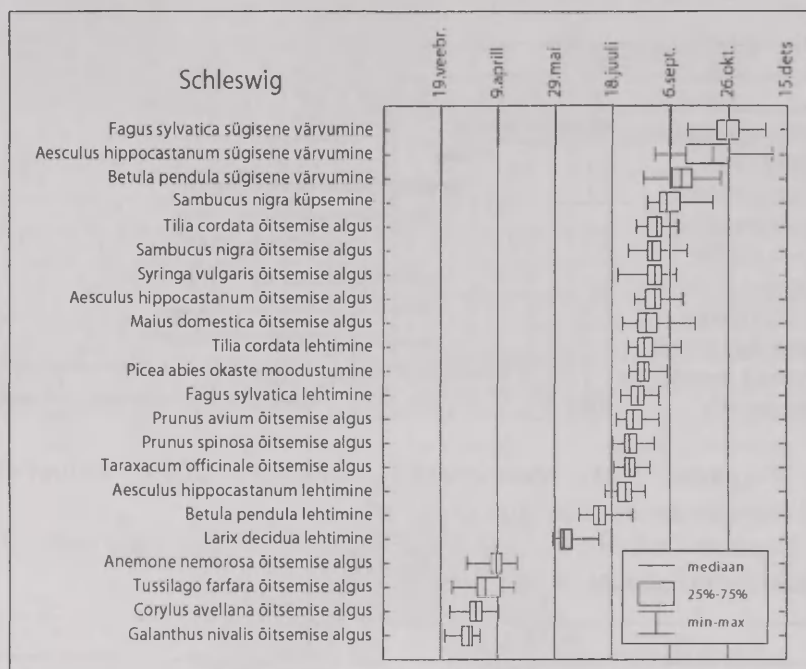
**Joon. 5.** Trier-Petrisbergi (A) ja Kuznetskoje (B) fenoloogilise kalendri standardhálvete jaotus kasvuperioodi lõikes.

**Fig. 5.** Distribution of standard deviations of phenological calendar in Trier-Petrisberg (A) and Kuznetskoje (B) during the vegetation period.



Andmestiku üldist varieeruvust esitatakse tihti kvartiilidena. Koos mediaani ja kvartiilidega graafiliselt esitatud kalender annab parema ülevaate faaside alguse ajalisest muutlikkusest. Joonisel 6 on esitatud Schleswigi taimefenoloogiline kalender kasutades kvartiile, haaret ja mediaani. Selliselt esitatud kalender kirjeldab märksa paremini faasi ajalist dünaamikat kui ainult keskmiste kasutamine. Tegemist on ka teatud fenofaaside alguse tõenäosuse eksponeerimisega, kuna andmestik on protsentuaalselt jagatud erinevate klasside vahel.

4) Faaside **kõige varasema ja hilisema ilmumise kuupäevad** ning nende esinemise aasta (d) näitavad faaside esinemise äärmuste jaotust ja ulatust.



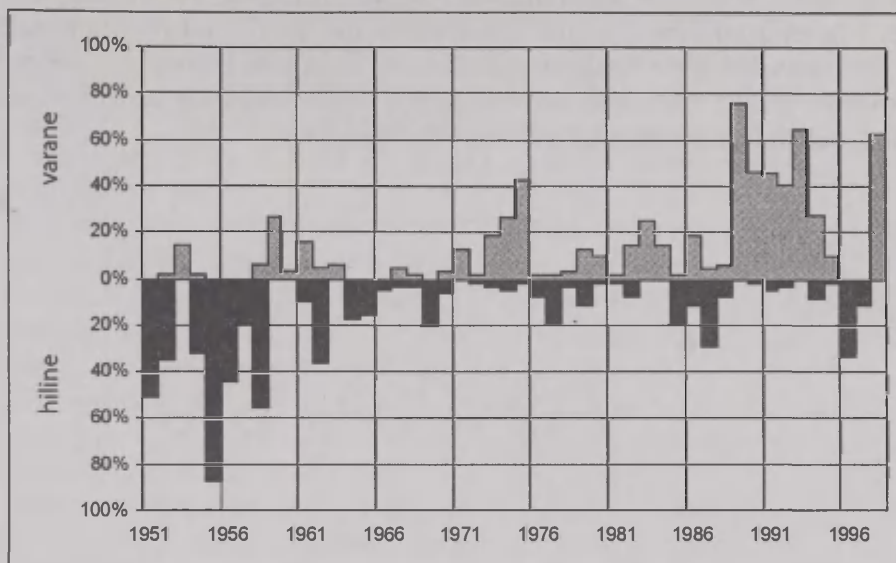
Joon. 6. Schleswigi taimefenoloogiline kalender kvartiilidena.

Fig. 6. Phyto-phenological calendar in Schleswig in the form of quartiles.

See informatsioon on väga oluline täiendus standardhälbele, sest äärmuste väärtused võimaldavad hinnata üldise varieeruvuse ulatust. Tavaliselt esitatakse lisaks äärmustele ka varaste-hiliste aastate analüüsitulemused (joonis 7), mis on väljaspool  $\pm 1$  standardhälvet jäävate fenofaaside alguste loetelu. Võib kasutada ka summeerimist, aga sel juhul on suurte võimendumiste vältimiseks vajalik andmestiku eelnev standardiseerimine. Selline käsitlus võimaldab võrrelda faaside varieeruvust ka juhul, kui kohtade lõikes on vaadeldud faaside nimestik erinev. Enamasti esitatakse varased ja hilised faaside ilmumised selguse huvides erimärgilistena. Varaste-hiliste aastate andmestik võimaldab uurida ühte huvitavat osa fenoloogilises andmestikus, so vaatlusi, mis mõjutavad näiteksfaaside alguste trendide suunda ja tsüklilisust. Kõige kindlam meetod aastaegade jaotamisel miinimum- ja maksimumaastateks põhineb samuti fenoloogilise kalendri varastel ja hilistel väärtustel.

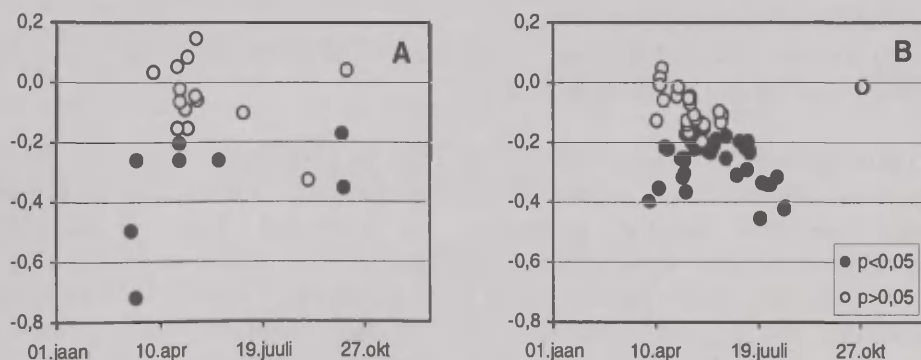
5) **Regressioonkordaja** ja selle statistiline olulisus kirjeldavad lineaarsete muutuste suunda ja määra. Lisaks olulisusele kliimamuutuste kirjeldamisel on lineaarne

trend tähtis ka kalendri enda kehtivuse kontrollimisel. Kui regressioonkordaja on 50 aasta kohta näiteks 0,30, siis on vastav faas 2 nädalat varasemaks muutunud ja järelikut ei kehti ka keskmine kalender kaasaja nähtuste kirjeldamisel ja indikaatorlike parameetrite puhul peab sellega arvestama. Tugevate trendide olemasolul koostatakse kalendrid erinevate dekaadide kohta, need kirjeldavad sesoonsust paremini kui kogu perioodi keskmine. Näiteks on Pärnu kalendris on 63% trendidest statistiliselt usaldusväärsed ja kevad on nihkunud keskmiselt 10 päeva varasemaks. Joonisel 8 on esitatud lineaarsete trendide jaotus aasta lõikes kahes uuritud jaamas.



**Joon. 7.** Pärnu fenoloogilise kalendri varaste ja hiliste aastate dünaamika 1951–1998.

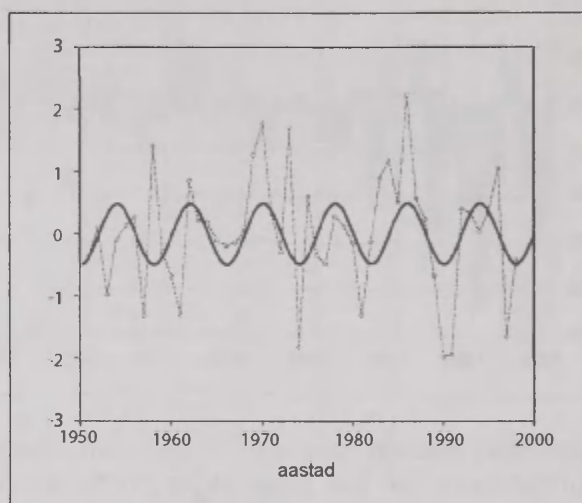
**Fig. 7.** Dynamics of the early and late years in the phenological calendar in Pärnu at 1951–1998.



**Joon. 8.** Fenoloogiliste faaside regressioonkordajate jaotus kalendrite lõikes. A – Viechtach, B – Pärnu. Eristatud on statistiliselt olulised ( $P < 0,05$ ) ja mitteolulised muutused.

**Fig. 8.** Distribution of the slopes of phenological phases in the calendars. A – Viechtach, B – Pärnu. Statistically significant slopes on  $P < 0,05$  level are marked in bold.

6) Looduses ei esine üldjuhul lineaarseid protsesse. Sellepärast on lineaarsete muutuste uurimise kõrval oluline kirjeldada **aegrea võimalikku tsüklilisust ehk perioodilisust**. Paljud klimatoloogilised, sh fenoloogilised näitajad omavad perioodilist komponenti (Stenseth *et al*, 2002; Pozo-Vázquez *et al*, 2001; Ye, 2001). Tsüklite uurimise eelduseks on piisava pikkusega aegridade olemasolu, minimaalseks soovitatakse vähemalt 50 mõõtmist (Chatfield, 1995). Kindlasti on oluline jälgida, millise pikkusega perioodilist komponenti otsitakse. Eesti ja Euroopa 48 aasta andmestikus on kõige tuntavam umbes 8 aastase perioodiga NAO (*North Atlantic Oscillation*) tsükli mõju. Joonisel 9 on esitatud kase lehtimise alguse faktoranalüüsil leitud 1. peakomponendi käik ning selle sinusoidimudel. Peakomponendist on eemaldatud lineaarne trend (kirjeldab 8,4% varieeruvusest). Sinusoid perioodiga 8,0 aastat kirjeldab varieeruvusest 11,0%. Mõlemad mudelid on usaldusväärsed olulisuse nivool 5%.



**Joon. 9.** Kase lehtimise alguse esimese peakomponendi dünaamika 1951–1998 pärast trendi eemaldamist ja selle sinusoidimudel.

**Fig. 9.** Dynamics of the first principal component of birch unfolding in 1951–1998 after eliminating the trend and its sinusoidal model.

Lõplik kalendrites esitatud statistikute valik ja graafilise esituse viis sõltub siiski konkreetse töö eesmärkidest, uurimisülesande püstitusest, andmestikust ja esituskohast. Käesolevas peatükis esitatud meetodeid on kasutatud Eesti ja Kesk-Euroopa fenoloogiliste kalendrite koostamisel. Kindlasti ei ole vajadust ühtlustada esituse formaati, oluline on algandmete identsus ja ühiskasutatavus. Teretulnud oleks andmestiku publitseerimine, sest aegread võimaldavad uurijail kõige enam infot saada ja ise vajalikke statistikuid esitada. Kahjuks on tänapäeval karmid andmekaitsest tulevad piirangud ja algandmeid on avalikus kasutuses vähe. Ka nõuab algandmete esitus suhteliselt suurt trükiruumi.



## 5. Kohtade kalendrid ja kaardid

Kohtade sesoonsete erinevuste analüüsi üks levinumaid viise on fenoloogiliste andmete kartograafiline esitus. Fenokaartide samajooni nimetatakse isofeenideks, mis näitavad nähtuse alguse kuupäevi. Kaarte koostatakse väga erinevas mõõtkavas, sõltuvalt sellest, millises üldistusastmes soovitakse töötada või missugune on kaardistatava vaatlusvõrgu tihedus (Malyševa, 1968; Ahas, Aasa, 2001). Enamasti on fenoloogiliste kaartide probleemiks andmestiku hõredus või ebaühtlus, mis ei lase adekvaatseid kaarte koostada. Samuti on probleemiks reljeefi liigestatusest ja kõrgusvahedest tulenevad ebaühtlused. Sellisel juhul soovitatakse kasutada punktkaarte (Defila, 1992) või kasutada teisi graafilise esituse viise. Viimaste probleemide vältimiseks modelleeritakse fenokaardid mingite lisaparameetri(te) näiteks kõrgusmudeli abil (Chmielewski, Rötzer, 2002). Niisuguste kaartide koostamisel peab siiski olema ettevaatlik, sest tulemuseks võib olla pigem modelleerimisel kasutatud parameetri ruumiline jaotus, mitte aga fenofaasi leviku aspekte kirjeldav pilt.

Fenoloogiliste nähtuste ruumilisel modelleerimisel kasutatakse ühe võimalusena kaugseire vaatlusi NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) indeksi näol, mida on aga raske seostada konkreetsete fenofaasidega. NDVI kujutab endast nn normaliseeritud vegetatsioonierinevuste indeksit. NDVI aegread on tänapäeval veel liiga lühikesed, et uurida pikaajalisi muutusi (Schwartz, 1997; White *et al*, 1997; Menzel, 1997).

Kaartide koostamisel tuleb arvestada, et saadud tulemus ei pruugi täies mahus kirjeldada tegelikku olukorda, vaid on mingi matemaatiline tuletis sõltuvalt valitud interpoleerimismeetodist. Käesolevas töös on fenoloogiliste kaartide koostamisel kasutatud ainult vaatluspunktide andmeid, pole kaasatud reljeefierisusi ega muid parameetreid. Ruumiline interpoleerimine toimus ArcView 3.1 *Spatial Analyst* moodulis IDW (*Inverse Distance Weight*) ehk pööratud kauguskaalude meetodil (ArcView..., 1996). Seoses madala või olematu vaatluspunktide tihedusega osa faaside ja piirkondade juures on ekstrapoleerimise tulemusena saadud ebaloogiliste alade puhul kasutatud nende väljade maskiga varjutamist.

Joonistel 10 on esitatud paiselehe õitsemise alguse keskmised kuupäevad Kesk- ja Ida-Euroopas. Kaartidel on näha faasi üldine levikusuund ja alguskuupäevade vahemikud, mis annavad ettekujutuse faaside, aga ka aastaegade saabumise ajast ja regionaalsetest erinevustest. Nagu jooniselt 10 selgub hakkab paiseleht vaadeldaval alal õitsema keskmiselt märtsi keskpaigast aprilli keskpaigani. Kõige varem toimub see 7. märtsil Matrei (12,53°E 47,00°N) jaamas ja kõige hiljem 2. mail Ust-Kulomis (53,67°E 61,83°N), levides ühest äärmuspunktist teise 56 päevaga. Faasi levikusuund on valdavalt edela-kirdesuunaline.

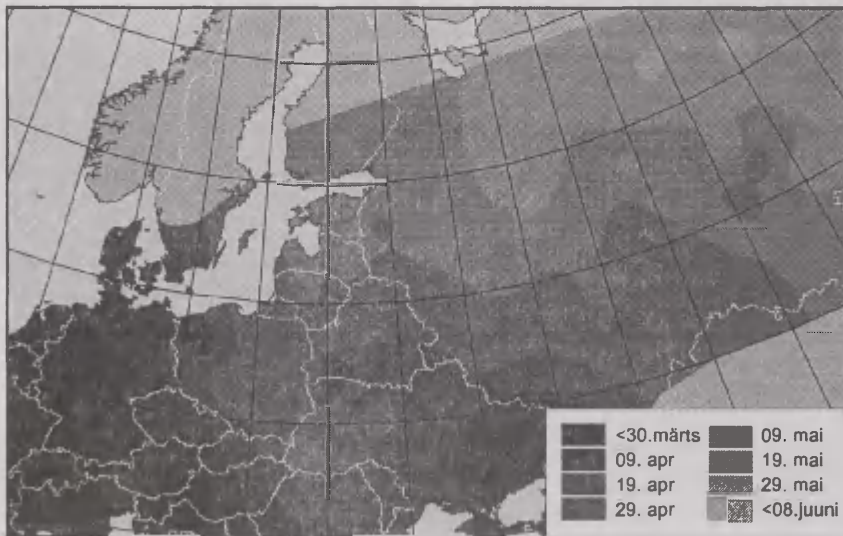
Fenoloogiliste nähtuste keskmise ilmunise kuupäeva kaardid selgitavad üldpilti faasi alguse ruumilisest levikust. Tihti pakub huvi faaside levik üksikaastatel. Nagu varem mainitud, on fenoloogilised faasid sõltuvad ilmastikust ja lokaalsete looduslike tingimustest. Joonisel 11 on kujutatud kase lehtimise ruumilist jaotust 1981. aastal. Võrreldes faasi alguse mustreid keskmise ja üksikaasta puhul, on näha, et üksikaastate pildid on keerulisemate samajoonetega. Isofeenide käitumine on märksa rahutum, samajoonete vahed on ebaühtlase jaotusega ja liigestatumad. Nimelt vähendavad pikaajalised keskmised andmetes esinevat varieeruvust ja väljalööke. Üksikaastate kaartitelt saab lugeda faasi peamisi levikusuundi ja algusaegu, raskem on aga nende põhjal hinnata, kui „normilähedane“ üks või teine aasta on. Seetõttu on kasulik üksikaastate analüüsil vaadata ka nende suhet faaside keskmise ilmunisajaga.

Üheks levinumaks võimaluseks on esitada üksikaasta faaside ilmumine erinevusena keskmisest, mille puhul üksikaasta vaatlustest lahutatakse keskmised väärtused. Tulemuses markeerib 0-väärtus keskmist, negatiivsed ja positiivsed väärtused aga vastavalt varasemat ja hilisemat faasi ilmumist. Seejuures võib arvutustehte läbi viia nii algandmeid kui ka kaardialgebrat kasutades. Mõnikord esitatakse selliseid erinevuste kaarte ka standardhälveteks teisendatud erinevustena, st selgitatakse, mitme standardhälbe võrra vastav nähtus piirkonnas keskmisest erineb.



**Joon. 10.** Paiselehe õitsemise keskmine algus Kesk- ja Ida-Euroopas.

**Fig. 10.** Mean start of flowering of *Tussilago* in Central and Eastern Europe.



**Joon. 11.** Kase lehtimise algus Kesk- ja Ida-Euroopas 1981. aastal.

**Fig. 11.** Start of birch unfolding in Central and Eastern Europe in 1981.

Nii nagu esineb suuri kõikumisi meteoroloogiliste näitajate ajalis-ruumilises varieeruvuses, nii avaldub see ka taimefenoloogiliste faaside juures. Antud alalõigus on vaadeldud paiselehe õitsemise alguse ajalis-ruumilist varieeruvust. Ajalise varieeruvuse levinumaks kirjeldajaks on standardhälve. Ruumilise aspekti kirjeldamiseks on leitud standardhälbed kantud kaardile (joonis 12).

Nagu näha, jääb standardhälbe väärtus vahemikku 1–2 nädalat. Suurema standardhälbega on läänepoolsemad alad, mida võib ühelt poolt siduda aktiivsema tsiklonaalse tegevusega, teisalt aga reljeefi erisustega. Kontinentaalsema kliimaga Ida-Euroopa piirkonnale on iseloomulik väiksem standardhälve. Andmepunktide hõreduse tõttu on keeruline öelda, kas vaatlusaluse ala kaguosa suunas toimub üldine varieeruvuse suurenemine või on tegemist mingite lokaalsete tegurite võimendumisega.

Muutuste kaardistamiseks teostati sireli õitsemise alguse andmestiku lineaarne regressioonanalüüs kõikidele aegridadele pikkusega vähemalt 35 aastat. Tulemusena interpoleeriti kaartidele regressioonkordajate väärtused, eristati statistiliselt olulised ( $P < 0,05$ ) ja mitteolulised muutused. Lahti seletatult näitab regressioonkordaja faasi alguse muutust päevades ühe aasta kohta, summaarse muutuse saab, kui regressioonkordaja väärtus korrutada vaatlusperioodi pikkusega (antud juhul 48 aastat).



**Joon. 12.** Paiselehe õitsemise alguse standardhälve Kesk- ja Ida-Euroopas 1951–1998.

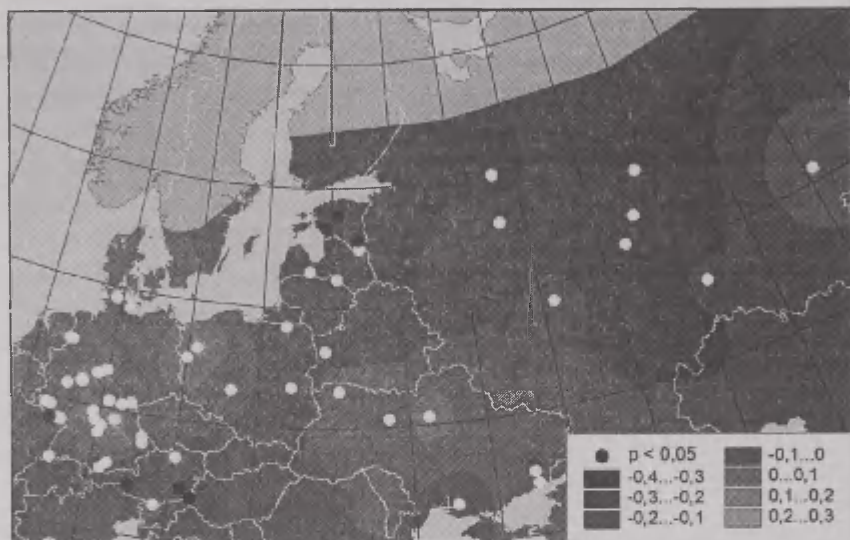
**Fig. 12.** Standard deviation of flowering of *Tussilago* in Central and Eastern Europe in 1951–1998.

Nagu joonisel 13 näha, saab sireli õitsemise puhul rääkida piirkondadest, kus on toimunud statistiliselt usaldusväärne faasi varasemaks nihkumine. Need varasemaks muutumise piirkonnad Lääne-Euroopas ja Baltimaades on sarnased ka teiste kevadiste taimefenoloogiliste faaside puhul. Sireli õitsemine on statistiliselt usaldusväärselt nihkunud varasemaks 7 vaatlusjaamas, muutuste väärtused jäävad alla kahe nädala.

Lisaks kartograafilisele esitusele kasutatakse faaside ruumilise leviku iseloomustuseks pikkus-, laius- ja kõrgusgradiente (Schnelle, 1955), need meetodid on kasutatavad suhteliselt homogeensetes tingimustes, näiteks Põhja-Ameerika ulatuslikel tasandikel (Hopkins, 1938). Gradientide üheks edasiarenduseks on käeolevas töös

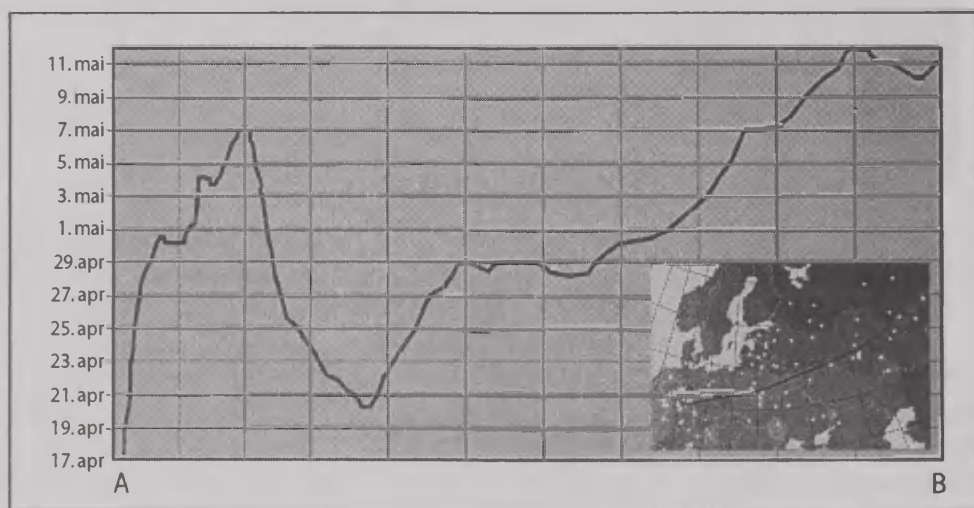


pakutud fenoloogilise profiili koostamist (joonis 14). Fenoloogiline profiil aitab oluliselt mõista nähtuse ruumilist käitumist, sellel joonistuvad välja igasugused anomaalsed käitumised (suured erinevused ümbrusest), samuti leviku kiiruse muutused profiiljoone lõikes. Profiiljoone koostamisel on kasutatud paketi *IDRISI 32 v.2* moodulit *PROFILE*. Profiiljoonele võib lisada teisi tunnuseid: kõrgus merepinnast, õhutemperatuur, pinnakate jms.



**Joon. 13.** Sireli õitsemise alguse regressioonkordajate interpoleeritud jaotus Kesk- ja Ida-Euroopas 1951–1998.

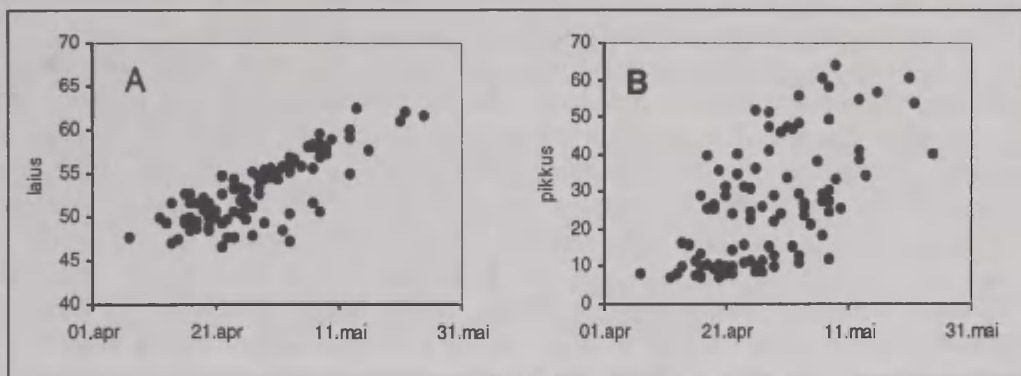
**Fig. 13.** Distribution of interpolated regression coefficients of flowering of *Syringa* in Central and Eastern Europe in 1951–1998.



**Joon. 14.** Kase lehtimise keskmise alguse fenoloogiline profiil läbi Kesk- ja Ida-Euroopa.

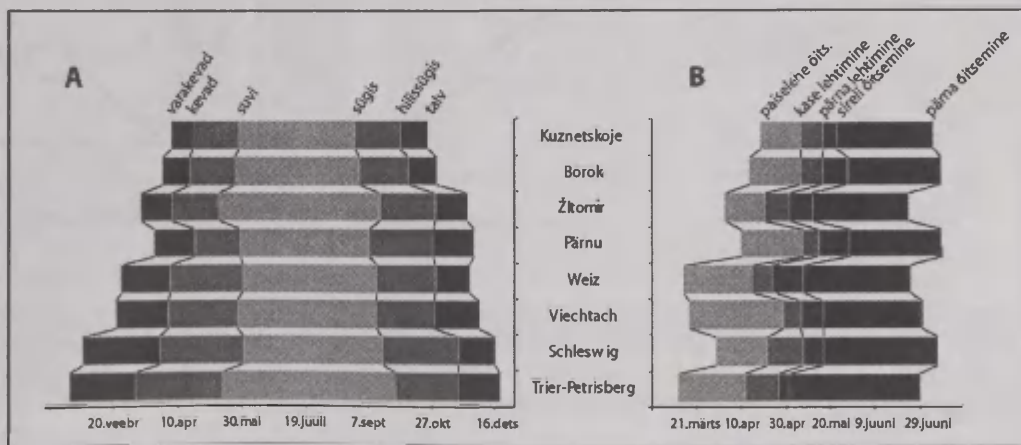
**Fig. 14.** Phenological profile of the start of birch unfolding through Central and Eastern Europe.

Lisaks eeltoodule võib fenoloogilisi ruumiseoseid uurida hajuvusdiagrammidena, kus fenoloogiline nähtus esitatakse suhtes laius- ja pikkuskraadidega. Hajuvusdiagrammide koostamine on erinevalt fenoloogilistest profiilidest märksa lihtsam ja aegasäästvam. Joonisel 15 on esitatud kase lehtimise algus pikkus- ja laiuskraadide suhtes. Hajuvusdiagrammilt ja profiililt nähtub, et Euroopas ei ole ruumi- ja alguskuupäevade seosed üheselt paigas. Siiski on ida-lääne ja põhja-lõuna suunad selgemad Ida-Euroopa lauskmaa jaamades, kus looduslikud tingimused on vähem vaheldusrikkad. Kase lehtimise alguse korrelatsioon geograafilise laiusga on 0,78 ja pikkusega 0,61. Nagu näha, on hajuvusdiagrammid profiiljoonest ebatäpsemad ja umbmäärasemad, samuti võimaldavad nad ainult teatud suundade gradientide esitamist (sõltuvalt koordinaatide süsteemist), samas kui faasi levimise kiirused võivad näiteks 60. ja 40. laiusel üksteisest kardinaalselt erineda.



**Joon. 15.** Kase lehtimise keskmise alguse jaotus vaatluskohtade laius- (A) ja pikkuskraadi (B) suhtes.

**Fig. 15.** Distribution of the start of mean birch unfolding by latitudes and longitudes of observation points.

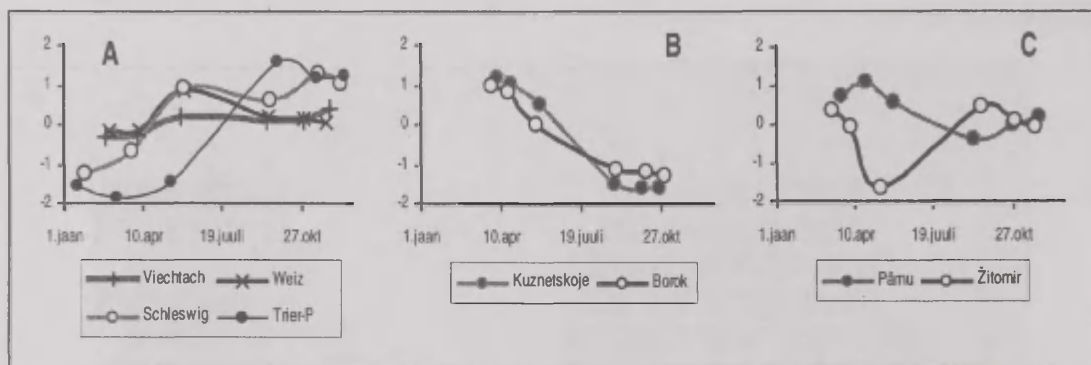


**Joon. 16.** Kliima- (A) ja fenoloogiliste (B) kalendrite spektrite geograafiline võrdlus.

**Fig. 16.** Geographical comparison of climatological (A) and phenological (B) calendars.

Klimatoloogiliste ja fenoloogiliste kalendrite geograafiline võrdlus annab rohkem võimalusi sesoonsuse ruumiliste eripärade uurimiseks. Selleks sobivad hästi fenoloogilised spektrid, mis võimaldavad võrrelda alguskuupäevi ja intervalle (kestust). Joonisel 16A on esitatud vaatluspunktide kliimaatiliste aastaaegade spektrid ja joonisel 16B samade jaamade kevadiste fenofaaside spektrid. Kevadised nähtused algavad varem Saksamaa edelaosas (paiselehe õitsemise algus Trier-Petrisbergis 12. märtsil) ja kõige hiljem Ida-Euroopa lauskmaa idaosas (paiselehe õitsemise algus Kuznetskojes 19. aprillil). Suve alguseks kevadised erinevused kahanevad ja on pärna õitsemise alguseks 5 päeva. Teistest erineb eelkõige Žitomiri kuuma ja kuiva suvega piirkond ning Trier-Petrisberg kui kõige varasema kevade poolest. Arukase lehtimise ja lehtede langemise lõpu vaheline kasvuperiood on uuritud jaamade lõikes märgatavalt erinev: kõige lühem on kasvuperiood põhjapoolseimas jaamas Borokis (106 päeva), kõige pikem periood on Trier-Petrisbergis (175 päeva). Seega on kase kasvuperioodi vahe kokku 69 päeva, mis on suur erinevus, arvestades, et laiuskraadide erinevust on vaid 6 kraadi.

Sesoonsete nähtuste geograafilise varieeruvuse uurimise üheks võimaluseks on erinevuste kõverate esitamine. Selleks standardiseeritakse vaadeldavate punktide andmed ja esitatakse tulemused  $\pm$  graafikul erinevusega keskmisest väärtusest. Joonisel 17 on esitatud kliimaatiliste aastaaegade erinevuste kõverad 8 vaatluspunktis. Püstteljele on kantud konkreetse aastaaja keskmine standardiseeritud erinevus 8 jaama keskmisest ning rõhtteljele aastaaja keskmine algus vastavas jaamas. Vaatluspunktid on grupeeritud kolme tüüpi: a) Läänepoolsetes jaamades on kevadised faasid keskmisest varasemad ja sügisesed hilisemad, Schleswigis ja Weizis toimub suve hiline mine. b) Idapoolsetes jaamades saabub kevad hiljem ja sügis varem; c) Pärnus saabub kevad hiljem ja sügis keskmisel ajal, Žitomiris saabub kevad keskmisel, suvi palju varem ja sügis keskmisel ajal. Niisugune meetod on hea sesoonsuse regionaalsete erinevuste väljatoomiseks ja grupeerimiseks. Erinevused tulevad paremini esile, kui kasutatakse võimalikult palju faase, mis on pikale perioodile laiali jaotunud.



**Joon. 17.** Kliimaatiliste aastaaegade erinevus 8 jaama keskmisest (standardiseeritud väärtused): a) läänepoolsete jaamade grupp; b) idapoolsete jaamade grupp; c) üleminekugrupp.

**Fig. 17.** Differences of climatic seasons from the mean of eight stations (standardised values): a) group of the western stations; b) group of the eastern stations; c) group of the transition stations.

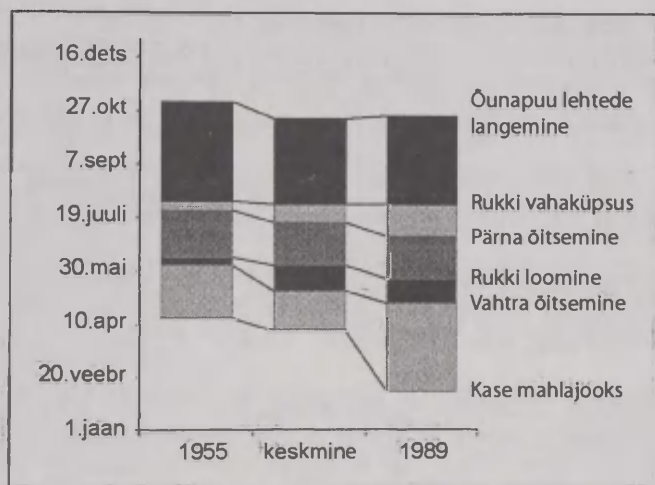


## 6. Aastate kalendrid

Üksikute aastate sesoonse rütmi võrdlemine on üks fenoloogilise kalendri meetodeid. Erinevate uurimisülesannete lahendamisel on vaja lisaks eri aastate kliimaparameetritele võrrelda ka sesoonsete nähtuste rütmi. Selleks koostatakse võrreldavatest fenoloogilistest või kliimakalendri näitajatest fenoloogilised spektrid, mis näitavad indikaatornähtuste algust ja erinevust keskmisest. Vajadusel märgitakse spektrile ka keskmiste näitajate ning  $\pm 1$  standardhälbe rajajooned. Joonisel 18 on esitatud Pärnu 1989. aasta varase kevade, 1955. aasta hilise kevade ja perioodi 1951–1998 keskmised fenofaaside algused. Aastate sesoonseid erinevusi saab väljendada ka faaside alguskuupäevade ja nende kestuste (intervallide) kaudu.

Erinevatel aastatel on aastasisene arengurütm erinev ja varieeruv. Põhiaastaajad, suved ja talved, on stabiilsema ilmastiku ja fenoloogiaga. Nende jooksul enamus sesoonsete nähtuste erinevustest väheneb või kaob hoopis. Üleminekuaastaaegade varieeruvus on suur, kõige kõrgemad standardhälbed on varakevadel ja hilissügisel. Keskkonnatingimuste inerts (akumuleerunud soojuse või sademete hulk) ühel aastaajal mõjutab ka järgneva aasta aegu.

Aastate sesoonseid tüüpe on rühmitatud mitmesuguste meetoditega. Näiteks on kasutatud fenofaaside keskmisest väärtusest tulenevat varase või hilise aasta määratlust ning nendest lähtuvat aasta tüüpi. Ühe lihtsama määramise kriteeriumina on kasutatud juba mainitud  $\pm 1$  standardhälbest suuremate või väiksemate väärtuste hulka või protsenti aasta jooksul vaadeldud faasidest (joonis 7). See protsentuaalselt esitatud väärtus on väga oluline just fenoloogiliste kalendrite põhjal üldistuste tegemisel.



**Joon. 18.** Pärnu taimefenoloogiline spekter 1955. ja 1989. aasta ning keskmiste väärtuste võrdlusena.

**Fig. 18.** Phyto-phenological spectrum in Pärnu in comparison of years 1955 and 1989 and long-term mean values.

## 7. Kokkuvõte

Käesolevas artiklis kirjeldasime mõningaid fenoloogiliste kalendrite koostamise meetodeid, kalendrianalüüsi põhimõtteid ja graafilise esituse viise, mida oleme

uurimistöös kasutanud. Eesmärgiks oli tutvustada fenoloogia traditsioonilisi meetodeid. Autorid loodavad, et niisuguse metoodika tutvustamine elavdab arutelu aastaajaliste nähtuste kirjeldamise võimaluste ümber ja abistab õppijaid uurimistöo kavandamisel.

### Kasutatud kirjandus

- Aasa, A., 2001. Eesti agrofenoogiline kalender. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 90, 139-163.
- Ahas, R., 2001. Eesti taimefenoogiline kalender. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 90, 82-110.
- Ahas, R., Aasa, A., 2001. Impact of landscape features on spring phenological phases of maple and bird cherry in Estonia. *Landscape Ecology*, 16, 437-451.
- Ahas, R., Aasa, A., Menzel, A., Fedotova, V.G., Scheifinger, H., 2002. Changes in European spring phenology. *Int. J. Climatol.*, 22, 1727-1738.
- ArcView. Spatial Analyst. Advanced Spatial Analysis Using Raster and Vector Data, 1996. Environmental Systems Research Institute Inc., San Diego.
- Chatfield, C., 1995. The analysis of time series: an introduction. Texts in Statistical Science. Chapman & Hall, London.
- Chmielewski, F.M., Rötzer, T., 2002. Annual and spatial variability of the beginning of growing season in Europe in relation to air temperature changes. *Clim. Res.*, 19, 257-264.
- Defila, C., 1992. Pflanzenphänologische Kalender ausgewählter Stationen in der Schweiz = Calendriers phytophénologiques en Suisse 1951-1990. Beiheft zu den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, Zürich.
- Gornik, W., 1994. Investigations into the Problems of Finding a Mean Value in Phenological Sata Series. *Arboreta Phaenologica*, 47, 11-14.
- Hopkins, A.D., 1938. Bioclimatics - a science of life and climate relations. Misc. Publ., 280. U. S. Dept. Agr.
- Jaagus, J., 2001. Kliimakalender. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 90, 9-25.
- Jaagus, J., Ahas, R., 2000. Space-time variations of climatic seasons and their correlation with the phenological development of nature in Estonia. *Clim. Res.*, 15, 207-219.
- Kalamees, K., 2001. Mükofenoogilised aastajad Eestis. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 90, 119-138.
- Kalendari prirody severo-zapada SSSR 1939-1960 gg, 1965. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Malyševa, G.S., 1968. Metodičeskoje rukovodstvo po sostavleniju fitofenologičeskih kart. Hauka, Leningrad.
- Menzel, A., 1997. Phänologie von Waldbäumen unter sich ändernden Klimabedingungen - Auswertung der Beobachtungen in den Internationalen Phänologischen Gärten und Möglichkeiten der Modellierung von Phänodaten. Thesis, Technische Universität München, Freising.
- Menzel, A., Aasa, A., Ahas, R., Chuine, I., Estrella, N., Hirschberg, M., Koch, E., Scheifinger, H., Tucker, C. J., 2002. Phenology as a tool in global change research - highlights of the European project POSITIVE, 15th Conf. on Biometeorology/Aerobiology and 16th International Congress of Biometeorology. American Meteorological Society, Long Beach.
- Metodičeskiye ukazaniya po sostavleniju spravočnikov "Agroklimatičeskiye resursy oblasti", 1967. Gidrometeoizdat, Moskva.
- Penuelas, J., Filella, I., 2001. Phenology. Responses to a warming world. *Science*, 294, 793-794.
- Pozo-Vázquez, D., Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S., Castro-Díez, Y., 2001. A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperature. *Climate Dynamics*, 17, 701-715.
- Raik, A., 1963. Kliimaatilised aastaajad Eestis. TRÜ toimetised, Geograafiaalaseid töid III, 33-44.
- Schnelle, F., 1955. Pflanzen-Phänologie. Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig KG, Leipzig.
- Schults, G.J., 1981. Obščaja fenologija. Nauka, Leningrad.

- Schwartz, M.D., 1997. Spring index Models: An approach to connecting satellite and surface phenology. Eds. H. Lieth, M.D. Schwartz. Phenology of seasonal climates. Progress in phenology, 23-38.
- Stenseth, N. Chr., Mysterud, A., Ottersen, G., Hurrell, J. W., Chan, K.-S., Lima, M., 2002. Ecological Effects of Climate Fluctuation. *Science*, 297, 1292-1295.
- White, M.A., Thornton, P.E., Running, S.W., 1997. A continental phenology model for monitoring vegetation responses to interannual climatic variability. *Global Biogeochemical Cycles*, 11, 217-235.
- Wiegolaski, F.E., 1999. Starting dates and basic temperatures in phenological observations of plants. *Int J Biometeorol*, 42, 158-168.
- Ye, H., 2001. Quasi-biennial and quasi-decadal variations in snow accumulation over Northern Eurasia and their connections to the Atlantic and Pacific Oceans. *J. Climate*, 14, 4573-4584.

## **Methods for Compiling Phenological Calendars: The Case Study of Central and Eastern European Database**

Rein Ahas, Anto Aasa

*Institute of Geography, University of Tartu*

### **Summary**

Studying changes in climate and their potential impact is the main field of application of modern phenology. Therefore, the main development in modern methods of phenological research has occurred in the field of long-term changes. The aims of modelling phenological systems, as well as studies based on monitored information, are mostly concerned with global changes. In the current work, the traditional approach to the methods of phenological studies is introduced: how to describe, compare and analyse seasonality in nature, how to compile descriptive phenological calendars that provide information about species, taxon, ecosystem or seasonal rhythm of a certain area. Phenological calendars are also used to describe long-term changes and trends.

The aim of the work is to provide an overview of the methods of describing and studying the general regularities of seasonal phenomena – the analysis of phenological calendars. The dynamics of phenologically early and late years is described through percentile value of early/late phenophases from the total number of phases observed during the given year. Besides traditional mapping for analysing spatial differences, the method of compiling phenological profiles and analysing them is introduced.

The work group of the University of Tartu participated in the project of the European 5th Framework programme POSITIVE (Phenological Observations and Satellite Data (NDVI): "Trends in the Vegetation Cycle in Europe) in 2000–2002. The authors thank all the phenological observers and colleagues for providing valuable information and all the colleagues for good advice.



## Päikesekiirguse vootiheduste suhe kui atmosfääri läbipaistvuse indikaator

Viivi Russak

*Tartu Observatoorium*

Ingrid Niklus

*Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut*

### 1. Sissejuhatus

Päikesekiirgus on osaline paljudes atmosfääris toimuvates protsessides. Teekonnal läbi atmosfääri ta osaliselt neeldub, osaliselt hajub. Seepärast on maapinnale jõudnud päikese otsese kiirguse väärtus alati väiksem kui atmosfääri üläpiiril. Samal ajal on hajumise tulemusena lisandunud uus kiirgusliik – hajus kiirgus.

Olulisim kiirguslevi mõjutaja atmosfääris on pilvisus. Kui aga piirduda pilvitu atmosfääriga ja jätta kõrvale kiirguse hajumine nn. ideaalses, st. puhtas ja kuivas atmosfääris, mis on kindel suurus ja kergesti arvutatav, on kiirguse peamisteks nõrgendajateks veeaur ja aerosool. Nende kahe mõju päikesekiirgusele on ligikaudu võrreldav. Kuid nii ajalise kui ruumilise varieeruvuse poolest ületab aerosooli mõju Eestis keskmiselt suurusjärgu võrra veeauru oma. Et hinnata kiirguslevi tingimusi ja koos sellega jälgida atmosfääris toimuvat, on kasutusel mitmed atmosfääri läbipaistvuse karakteristikud, näiteks Linke sumedustegur, Ångströmi sumedustegur, Bouguer' läbipaistvuse koefitsient. Eestis on kõige sagedamini kasutatud Bouguer' läbipaistvuse koefitsienti, mida arvutatakse valemist

$$P_m = \sqrt[m]{\frac{S_m}{S_0}}, \quad (1)$$

kus  $P_m$  on atmosfääri läbipaistvus optilise massiarvu  $m$  juures,  $S_m$  – massiarvu  $m$  juures mõõdetud otsene kiirgus,  $S_0$  – solaarkonstant.  $P_m$  arvutamiseks on vaja mõõta päikese otsest kiirgust ja fikseerida vaatlusmomendi Päikese kõrgus, millest arvutatakse massiarv  $m$ . Et elimineerida päikesekiirguse selektiivse nõrgenemise tagajärjel tekkivat läbipaistvuse koefitsiendi olenevust Päikese kõrgusest, taandatakse  $P_m$  väärtused massiarvu mingile kindlale väärtusele. Tavaliselt on selleks  $m = 2$  (Päikese kõrgus  $30^\circ$ ).

Praktiliste ülesannete lahendamisel on mõnikord vaja teada, kuidas atmosfääri läbipaistvus on seotud mitte ainult otsese, vaid ka hajusa või summaarse kiirgusega. Näitena võiks tuua järgmised probleemid:

1. Atmosfääri läbipaistvuse arvutamisel otsese kiirguse andmetest ei ole teada mõõtmiste täpne ajahetk, mis on vajalik Päikese kõrguse ja massiarvu määramiseks. Samal ajal on aga teada kas hajusa või summaarse kiirguse väärtus.
2. Läbipaistvuse arvutamiseks kasutatakse kiirguse hetkväärtuste asemel registreeritud tunnisummasid. Sel juhul on raske korrektselt arvestada Päikese kõrgust.

3. Mõõdetud otsese kiirguse järgi on vaja hinnata hajusa või summaarse kiirguse väärtusi.

Mitmed autorid, näiteks O'Neill *et al* (1989), Gueymard ja Vignola (1998), on oma töödes analüüsinud võimalusi määrata atmosfääri optilisi karakteristikuid maapinnal mõõdetud päikesekiirguse integraalsetest vootihedustest. Nendes töödes kasutati läbipaistvuse karakteristikuna Ångströmi sumedustegurit. Bouguer' läbipaistvuse koefitsiendi ja integraalsete vootiheduste vahelisi seoseid on käsitletud ka artiklis (Põldmaa, 1978). Käesolev töö kujutab endast viimase edasiarendust.

## 2. Kasutatud andmed ja meetodika

Töös kasutati lähteandmetena Tartu Meteoroloogiajaamas (58,2°N, 26,5°E) aastatel 1997–2001 ning 2002. a juulis-augustis mõõdetud hajusa ( $D$ ) ja otsese ( $S$ ) kiirguse vootihedusi ning tunnise intervalliga visuaalselt määratud pilvede hulka ( $n$ ). Otsest kiirgust mõõdeti 10° avanurgaga termoelektrilise aktinomeetriga AT-50, hajusat kiirgust variekraaniga varustatud püranomeetriga M-80. Analüüsiks valiti selliste mõõtmiste andmed, kui päikeseketta ees ega selle vahetus läheduses ei olnud pilvi ja nende koguhulk  $n \leq 4$  palli. Kuna hajusa kiirguse väärtusi mõjutab aluspinna peegeldusvõime (albeedo), käsitleti eraldi mõõtmisi lumekattega (albeedo  $A_0 \leq 0,6$ ) ja lumekatteta ( $A_0 \leq 0,3$ ) päeval. Kokku analüüsiti 3604 mõõtmise andmeid, sealhulgas 3261 juhtu lumikatteta ja 343 juhtu lumekattega aluspinna korral.

## 3. Seos päikesekiirguse integraalsete vootiheduste ja atmosfääri läbipaistvuse vahel

### 3.1. Lumeta aluspind

Tartu kiirgusandmetel põhinevas varasemas töös (Põldmaa, 1978) otsiti seost suhte  $S'/D$  ja atmosfääri läbipaistvuse vahel ( $S'$  – päikese otsese kiirguse vootihedus horisontaalsel pinnal). Suhte  $S'/D$  valik oli tingitud selle kasutamisest kiirguslevi uurimisel taimkattes. Leitud seos oli suhteliselt keeruline, sisaldades ka olenevust Päikese kõrgusest. Seepärast osutus otstarbekohaseks jätkata sedalaadi tööd leidmaks lihtsamat ja universaalsemat empiirilist seost.

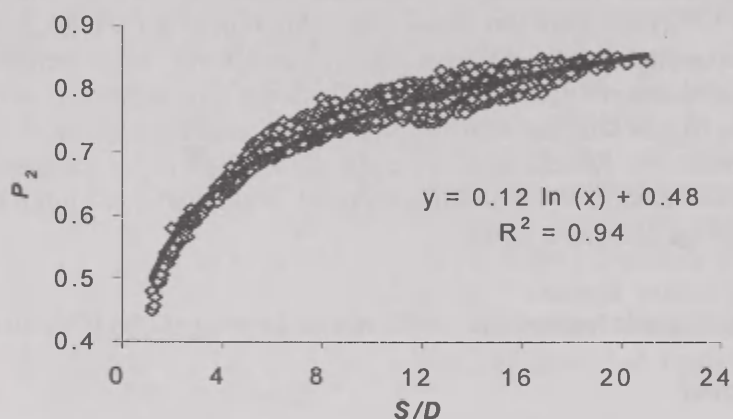
Käesolevas töös kasutati selleks kiirtega risti pinnale langeva otsese kiirguse suhet hajusasse kiirgusesse. Jooniselt 1, kus on kujutatud läbipaistvuse koefitsiendi olenevus otsese ja hajusa kiirguse suhtest pilvitu taeva ja lumeta aluspinna korral, on näha, et häid tulemusi annab lähendamine logaritmilise seosega, mis väljendub valemiga

$$P_2 = 0,12 \ln (S/D) + 0,48 \quad (2)$$

Tulemuste esitamise ja analüüsi lihtsustamise huvides vaatame edaspidi  $P_2$  olenevust  $\ln (S/D)$ -st (joon. 2).

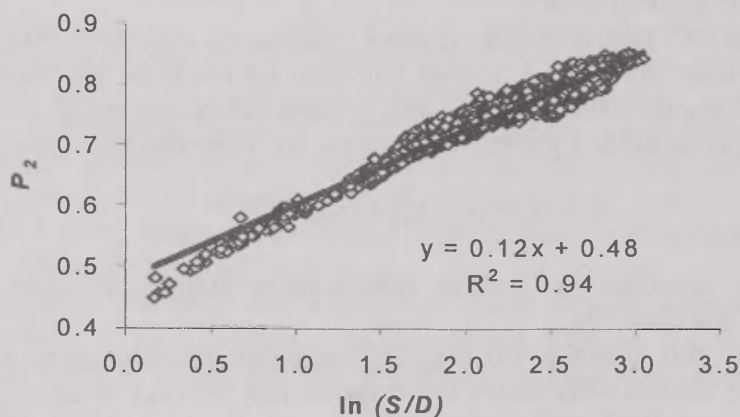
Suhteliselt väike punktide hajuvus, determinatsioonikordaja kõrge väärtus ( $R^2 = 0,94$ ) ja lineaarse lähendi 99% ületav usaldatavuse tase lubavad leitud empiirilist seost lugeda sobivaks atmosfääri optilise seisundi kirjeldamiseks. See kehtib  $P_2$  väärtuste jaoks vahemikus 0,45 kuni 0,85, mis haarab praktiliselt selle Eestis tegelikult esinevate väärtuste kogu vahemiku. 2002. a juulikuu lõpust septembri alguseni atmosfääri puhtust Tõraveres oluliselt mõjutanud ulatuslikud metsa- ja rabapõlengud Ida-Virumaal, Peipsi

idakaldal ja Varnja Suursoos löid soodsa võimaluse uuritud seose testimiseks ka atmosfääri läbipaistvuse väga väikeste väärtuste korral. Sel ajal mõõdeti Tõraveres kogu analüüsitud perioodi atmosfääri läbipaistvuse vähimad väärtused. Kiirguse nõrgenemine nendel päevadel oli mõnevõrra erinev tavalisest olukorrast. Harilikult on atmosfäärne aerosool tugev kiirguse hajutaja. Levinumatest ühenditest neelavad päikese kiirgust vaid tahm ja pinnasest pärit raudoksiid. Kuna 2002. a suvel oli atmosfääri suur sumedus peamiselt tingitud õhus leidunud orgaanilise aine põlemisproduktidest, tuleb siin arvestada päikese kiirguse nõrgenemise protsessis hajumise osa suhtelise kahanemise ja neeldumise osa suurenemisega. Intensiivsema neeldumise tagajärjel vähenesid nii otsene kui hajus kiirgus ning hajus kiirgus oli mõnevõrra väiksem kui oleks olnud sama läbipaistvuse juures peamiselt hajutava aerosooli korral. Sellega saab seletada ka 2002. a suvel atmosfääri väga halvale läbipaistvustele vastavate punktide märgatavaid hälbeid lähendussirgest (joon. 2).



**Joon. 1.** Atmosfääri läbipaistvuse koefitsiendi olenevus otsese ja hajusa kiirguse suhtest (pilvitu taevas, lumeta aluspind).

**Fig. 1.** Dependence of atmospheric transparency coefficient on beam-diffuse broadband irradiance ratio (cloudless sky, ground surface without snow).

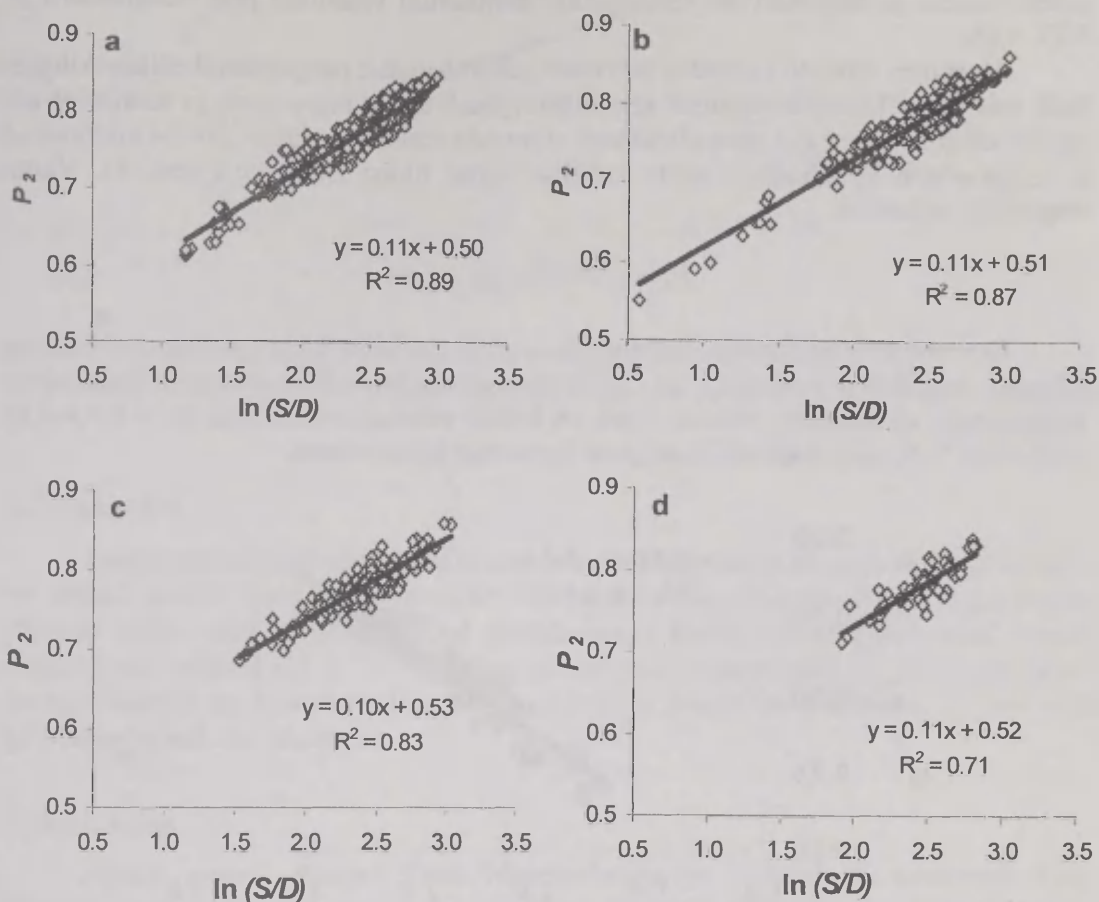


**Joon. 2.**  $P_2$  olenevus  $\ln(S/D)$ -st pilvitu taeva ja lumeta aluspinna korral.

**Fig. 2.** Dependence of  $P_2$  on  $\ln(S/D)$  in case of cloudless sky and ground surface without snow.



Ülalesitatu kehtib juhul, kui taevast on pilvitu. Päikese otsesest kiirgusest saab atmosfääri läbipaistvust määrata ka pilvede olemasolul, ainult need ei tohi olla päikesekehta ees ega selle vahetus läheduses. Järgmiseks vaatame, kas ülal leitud seos  $P_2$  ja  $\ln(S/D)$  vahel kehtib ka sellisel juhul.



**Joon. 3.**  $P_2$  ja  $\ln(S/D)$  vaheline seos pilvede erineva hulga korral.  $A_Q \square 0,3$ . a –  $n = 1$  pall, b –  $n = 2$  palli, c –  $n = 3$  palli, d –  $n = 4$  palli.

**Fig. 3.** Dependence of  $P_2$  on  $\ln(S/D)$  in case of different amounts of cloudiness.  $A_Q \square 0.3$ . a –  $n = 1$  tenth, b –  $n = 2$  tenths, c –  $n = 3$  tenths, d –  $n = 4$  tenths.

Pilvede olemasolu muudab päikesekiirguse hajumise tingimusi. Olenevalt pilvede hulgast ja nende asendist Päikese suhtes on muutused erinevad. Seepärast on loomulik, et toimuvad muutused ka meie poolt vaadeldud seoses. Pilvisuse suurenedes hakkab nõrgenema seos  $P_2$  ja kiirguse vootiheduste suhte vahel. Kui selge taeva korral olid nende dispersioonid seotud omavahel 94% ulatuses, siis pilvisuse kasvades 1 kuni 4 pallini kahanes determinatsioonikordaja väärtus 89%lt 71%le. Pilvede hulga kasvades on ka suurem tõenäosus selleks, et nad võivad paikneda päikesekehta läheduses. Seepärast ei ole ilmselt otstarbekohane kirjeldatud meetodi kasutamine juhul, kui pilvede hulk on suurem kui 3 palli.

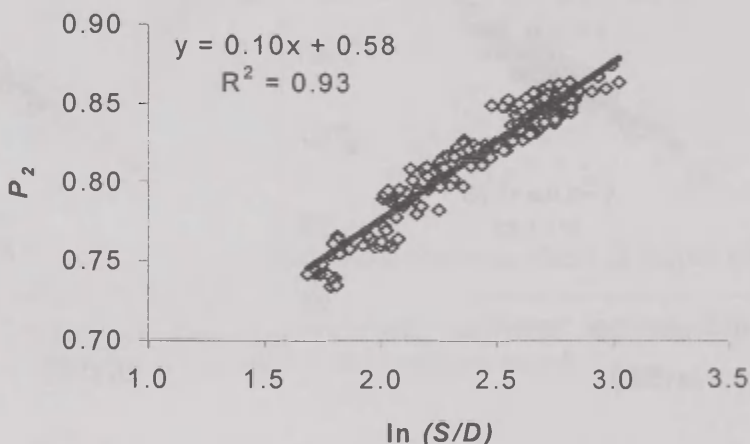
### 3.2. *Lumega aluspind*

Seni vaatlesime juhte, kui aluspinna albeedo  $A_0 \approx 0,3$ , st maapind oli lumeta. Talvel tavaliselt valitsevate pilves ilmade tõttu on siis sobivaid hetki atmosfääri läbipaistvuse määramiseks vähe. Seepärast oli meie kasutada olev andmebaas lumekatte korral vaesem ja läbipaistvuse koefitsiendi analüüsitud väärtused jäid vahemikku  $P_2 = 0,73\text{--}0,88$ .

Aluspinna albeedo kasvades suureneb sellelt hajusalt peegeldunud päikesekiirguse hulk, mis pärast korduvat hajumist atmosfääris jõuab uuesti maapinnale ja suurendab siin hajusa kiirguse väärtust. Lume olemasolu ei muuda atmosfääri läbipaistvuse koefitsiendi ja integraalsete vootiheduste suhte vahelise seose üldist iseloomu (joon. 4). Vastav empiiriline valem on

$$P_2 = 0,10 \ln(S/D) + 0,58 \quad (3)$$

Determinatsioonikordaja väärtus  $R^2 = 0,93$  ja 99% ületav seose usaldusnivoo lubavad empiirilist valemit (3) kasutada atmosfääri läbipaistvuse hindamiseks integraalsete vootiheduste suhtest. Seos on kehtiv vähemalt vahemikus  $P_2 = 0,73\text{--}0,88$ ,  $S/D = 5,4\text{--}21,8$ , kuhu kuulusid meie poolt kasutatud lähteandmed.

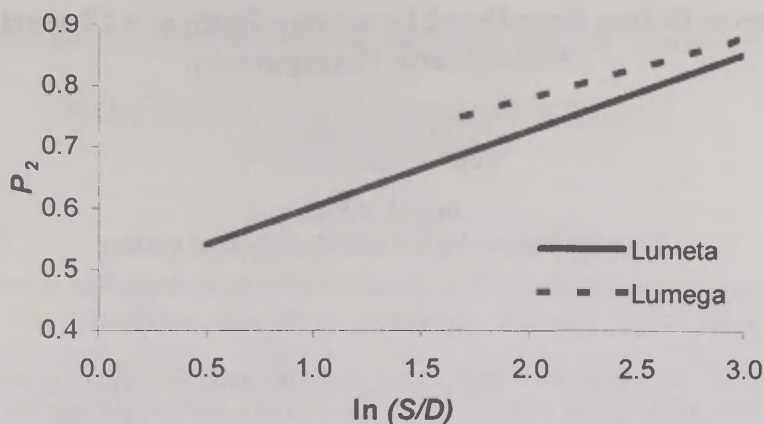


**Joon. 4.**  $P_2$  ja  $\ln(S/D)$  vaheline seos pilvitu taeva ja lumekattega aluspinna korral.

**Fig. 4.** Dependence of  $P_2$  on  $\ln(S/D)$  in case of cloudless sky and snow cover.

Mõõtmisandmete vähesuse tõttu ei olnud võimalik täpsemalt analüüsida pilvede hulga mõju vaadeldavale seosele. Siiski oli märgata, et sarnaselt lumeta aluspinnaga, vähenes ka siin seose tugevus pilvisuse suurenedes. Võrreldes suviste mõõtmistega oli talvel punktide hajumine suurem, mida võiks seletada lumepinna suurest peegeldusvõimest tingitud mitmekordse hajumise osa suurenemisega.

Albeedo mõju  $P_2$  ja  $\ln(S/D)$  vahelisele seosele saab hinnata joonisel 5, kus on esitatud valemit (2) ja (3) alusel konstrueeritud vastavad sirged. Samadele läbipaistvuse väärtustele vastavad lume olemasolul väiksemad  $\ln(S/D)$  ja  $S/D$  väärtused kui lume puudumisel. See on ilmselt tingitud lumepinnalt hajusalt peegeldunud päikesekiirguse arvel hajusa kiirguse suurenemisest.



**Joon. 5.**  $P_2$  olenevus  $\ln(S/D)$ -st lumeta ja lumega aluspinna korral.

**Fig. 5.** Dependence of  $P_2$  on  $\ln(S/D)$  in case of ground surface with snow ( $\square$ ) or without it (—).

#### 4. Kokkuvõte

Üheaegselt mõõdetud päikese otsese ja hajusa kiirguse mõõtmisandmetest lähtudes on leitud seosed Bouguer' atmosfääri läbipaistvuse koefitsiendi  $P_2$  ja otsese-hajusa kiirguse suhte vahel. Usaldusväärsed (usaldusnivoo ületab 99%) logaritmilised seosed, empiirilised valemid (2) ja (3), on leitud pilvitu taeva ning lumeta ja lumega aluspinna jaoks. Valemid on kasutatavad ka vähese pilvisuse korral, kuid eeldusel, et pilvi pole päikese ketta vahetus läheduses.

#### Tänuavaldus

Artikli autorid tänavad Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi Tartu Meteoroloogiajaama inseneri Anne Jõeveeru osutatud tehnilise abi eest. Käesolev uurimus valmis Eesti Teadusfondi toetusel (grant 4140).

#### Kirjandus

- Gueymard, C., Vignola, F., 1998. Determination of atmospheric turbidity from the diffuse-beam broadband irradiance ratio. *Solar Energy*, 63, 135-146.
- O'Neill, N.T., Royer, A., Miller, J.R., 1989. Aerosol optical depth determination from ground based irradiance ratios. *Applied Optics*, 28, 3092-3098.
- Põldmaa, V.K., 1978. Sootnošeniye prjamoj i rassejannoj radiatsii na zemnoj poverhnosti. Izmencivost' oblačnosti i polej radiatsii. *Akademija Nauk Estonskoj SSR, IAFA, Tartu*, 50-61.



## **Beam-Diffuse Broadband Irradiance Ratio as a Characteristic of Atmospheric Transparency**

Viivi Russak  
*Tartu Observatory*

Ingrid Niklus  
*Estonian Meteorological and Hydrological Institute*

### **Summary**

The ratio of flux densities of solar direct to diffuse radiation  $S/D$  of a cloudless sky has been analyzed as a characteristic of atmospheric transparency. For this purpose the solar radiation measurements data obtained from the Tartu Meteorological Station (58.2°N, 26.5°E) have been used. The linear approximations of the relationships between the Bouguer transparency coefficient  $P_2$  and  $\ln(S/D)$  in cloudless atmosphere in case of snow cover and without it are expressed by formulas (2) and (3), accordingly. The strong correlation ( $R > 0.96$ ) and high confidence level (exceeding 99%) of these approximations allow us to use this method for the determination of atmospheric transparency from broadband solar radiation flux densities. Expressions (2) and (3) are also applicable in case of small amounts of cloudiness; increasing cloudiness, however, leads to the weakening of the correlation (e.g. in case of 4 tenths of cloudiness  $R = 0.80$ ).

## Eriütemsete ultraviolettkiirguse dooside tagasivaatav hindamine

Kalju Eerme, Uno Veismann, Rutt Koppel

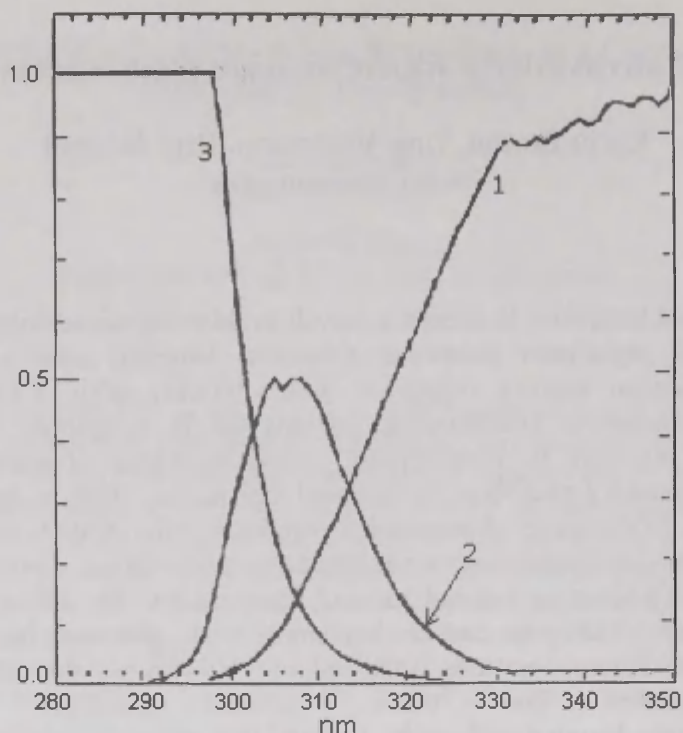
Tartu Observatoorium

### 1. Sissejuhatus

Spektraalsest koostisest ja doosist sõltuvalt avaldab ultraviolettkiirgus (UVkiirgus) elusolenditele nii negatiivset (inimestel nahavähk, katarakt, naha vananemine) kui positiivset (Dvitamiini süntees, organismi üldine toonus) mõju. UVkiirgus mõjutab atmosfääris fotokeemiliste reaktsioonide efektiivsust ja maapinnal looduslike ning tehismaterjalide tugevust ja läbipaistvust. Eestis toimuvad erütemse UVkiirguse regulaarsed mõõtmised Tartu/Tõravere meteoroloogiajaamas 1998. a algusest. Ka mujal maailmas ei ole UVkiirguse süstemaatilisi täppismõõtmisi tehtud kuigi kaua. Vaid üksikutes geograafilistes punktides on vähemtäpsete mõõtmistega algust tehtud 1976. a, usaldusväärsemad mõõtmiste aegread katavad aga enamasti alla 15 aasta. Seetõttu on varasemate aastate UVkiirguse dooside hindamine teiste suuruste ehk prokside alusel kõikjal aktuaalne. Käesolevas töös käsitletaksegi UVkiirguse dooside tagasivaatava hindamise võimalusi Eesti oludes, toetudes põhiliselt Tartu/Tõravere meteoroloogiajaamas kogutud andmetele. Seosed UVkiirguse dooside ja prokside vahel tuletatakse statistiliselt, mistõttu piirduakse siin erütemse UVkiirgusega, mille kohta on olemas kohalik vaatlusmaterjal.

### 2. UVkiirguse proksid

Maapinnani jõudev UVkiirgus jaguneb osooni neeldumise kaudu reguleeritavaks UV-B kiirguseks lainepikkuste vahemikus 290–315 nm ja osoonist sõltumatuks UV-A kiirguseks lainepikkustel 315–400 nm. UV-B piirkonnas kasvab osooni neeldumiskoeffitsient lainepikkuse kahanedes väga kiiresti ja põhjustab spektraalse kiiritustiheduse järsu languse. Enamus bioloogilisi ja muid toimeid on peamiselt seotud UV-B kiirgusega. Naha päikesepõletust tekitav erütemne toime sõltub kaalutult nii UV-B kui UV-A spektriosa kiirgusest. Erütemset kiirgust registreerivad sensorid ongi maailmas levinuimad UVkiirguse sensorid ja nende spektraalne tundlikkus on seatud vastavusse rahvusvaheliselt kokkulepitud *Commission Internationale de L'Éclairage* (McKinley, Diffey, 1987) standardsele funktsioonile. Joonisel 1 on esitatud Päikese kõrgusnurga 45° korral selge ilmaga maapinnani jõudva tegeliku kiirguse ja erütemse kiirguse sõltuvused lainepikkusest ning erütemne tundlikkusfunktsioon. Üldsust teavitatakse Ülemaailmse Meteoroloogiaorganisatsiooni (WMO), Ülemaailmse Terviseorganisatsiooni (WHO), Ühinenud Rahvaste Organisatsiooni Keskkonnaprogrammi (UNEP) ja Rahvusvahelise Mitteioniseeriva Kiirguse Komisjoni (ICNIRP) ühise soovitusel UV indeksiga iseloomustatavast erütemse kiirguse kiiritustihedusest (INCIRP, 1995). UV indeksi ühikuks on  $25 \text{ mW}_{\text{eff}}/\text{m}^2$  erütemselt efektiivset kiirgust. Erütemse kiirguse dooside väärtused ühikutes  $\text{J}_{\text{eff}}/\text{m}^2$  saadakse kiiritustiheduse väärtuste integreerimise teel.



**Joon. 1.** Selge ilmaga Päikese kõrgusnurga  $45^\circ$  korral maapinnani jõudva päikesekiirguse (1) ja erüteemse kiirguse (2) spektraalsed koostised ning erüteemne tundlikkusfunktsioon (3).

**Fig. 1.** Spectral distributions of ground-level solar irradiance (1), erythematous irradiance (2) at solar elevation  $45^\circ$  and erythematous response function (3).

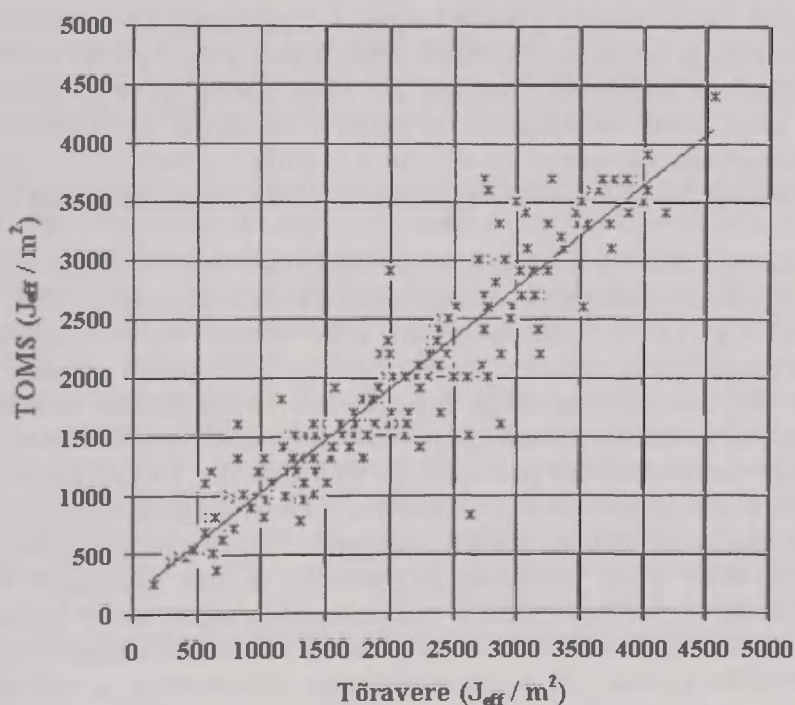
Globaalses ulatuses avaldatakse satelliitidele paigutatud aparatuuri *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS) abil tehtud mõõtmiste andmete ja kiirguslevi arvutuste alusel leitud päevaste erüteemsete dooside väärtusi Interneti aadressil <http://jwocky.gsfc.nasa.gov/>. TOMSi andmed on olemas alates 1979. aastast. Kuni 1993. a maini on olemas satelliidi *Nimbus 7* ühtlase kvaliteediga mõõtmisandmed ja alates 1996. a augustist satelliidi *Earth Probe* samaväärse kvaliteediga andmed, kuid ajavahemik 1993. a maist kuni 1996. a augustini on kaetud lünklikult. TOMSi algoritmidega ei arvutata erüteemseid doose, kui päikese keskpäevane kulminatsioonikõrgus jääb alla  $17^\circ$ , seega ei ole nad Eesti kohta saadaval orienteeruvalt novembri algusest kuni veebruari keskpaigani. Tõraveres sensoriga UV SET mõõdetud dooside ja TOMSi dooside võrdlemisel ja kaudsete tunnuste alusel dooside hindamisel on käesoleva töö autorid piirdunud astronoomilise suvise poolaastaga ehk ajavahemikuga kevadisest pööripäevast sügisese pööripäevani (21. märtsist kuni 22 septembrini), mille vältel koguneb ligikaudu 90% aastasest erüteemsest doosist.

Mitmetes põhjapoolkera piirkondades on täheldatud vastuolu TOMSi andmete ja maapealsete mõõtmiste tulemuste vahel (McKenzie *et al*, 2001). TOMSi arvutusskeem ei arvesta piisavalt kiirguse nõrgenemist saastatud troposfääri alumistes kihtides ning võib anda kohati maapealsete mõõtmiste tulemustest isegi üle 10% suuremaid väärtusi. Tõraveres sellist süstemaatilist erinevust ei ole ilmnunud, sest alates kohalike mõõtmiste



algusest 1998. a on atmosfääri läbipaistvus olnud jälle sama hea nagu ta oli varem viimati 1960. a paiku. TOMS/Tõravere päevaste dooside suhte keskvärtus aastate 1998–2001 nelja suvise poolaasta ulatuses oli 1,006. Pilves ilmadega esines suviste poolaastate piires kuni kahe korra küündivaid erinevusi TOMSi ja Tõraveres mõõdetud päevaste dooside väärtuste vahel, sest TOMSi algoritm ei arvesta pilvisuse muutumist päeva jooksul (Kalliskota *et al*, 2000) ja arvestab ebapiisava täpsusega ka pilvede optilist paksust.

Eesti kohta on aastate 1979–1992 ja 1997 TOMSi doosid arvestatavaks erütemse UVkiirguse proksiks ehk lähenduseks. Võrdlus Tõravere maaapealsete mõõtmistega suvistel poolaastatel 1998–2001 näitas, et umbes 50% juhtudel mahtusid TOMSi ja Tõraveres mõõdetud päevaste dooside erinevused  $\pm 10\%$  piiridesse ja 75% juhtudel  $\pm 20\%$  piiridesse (Eerme *et al*, 2002b). TOMSi ja Tõraveres mõõdetud päevaste erütemsete dooside võrdlus kõige halvema kooskõlaga pilvisel 1998. a on esitatud joonisel 2. Prokside alusel erütemse doosi hindamisel ei ole eesmärgiks mitte üksikute päevade dooside vaid pikemate ajavahemike, esmajoones kogu suvise poolaasta või isegi terve aasta dooside piisavalt adekvaatne hindamine. Suvise poolaasta TOMSi ja Tõraveres mõõdetud summaarsed doosid erinesid kolmel vaadeldud aastal 1999–2001 piirides 0,5% kuni 1,3%, kuid eriti pilvisel 1998. a osutus TOMSi summaarne doos koguni 6% võrra väiksemaks. Seega võib väga pilvistel suvedel, nagu seda oli TOMSi andmetega kaetud vahemikus veel 1987. a suvi, nendest andmetest hinnatud dooside täpsus osutuda ebapiisavaks.



**Joon. 2.** TOMS andmetest ja Tõraveres sensoriga UV SET mõõdetud erütemsete päevadooside võrdlus 1998. suvisel poolaastal (21. märtsist 22. septembrini).

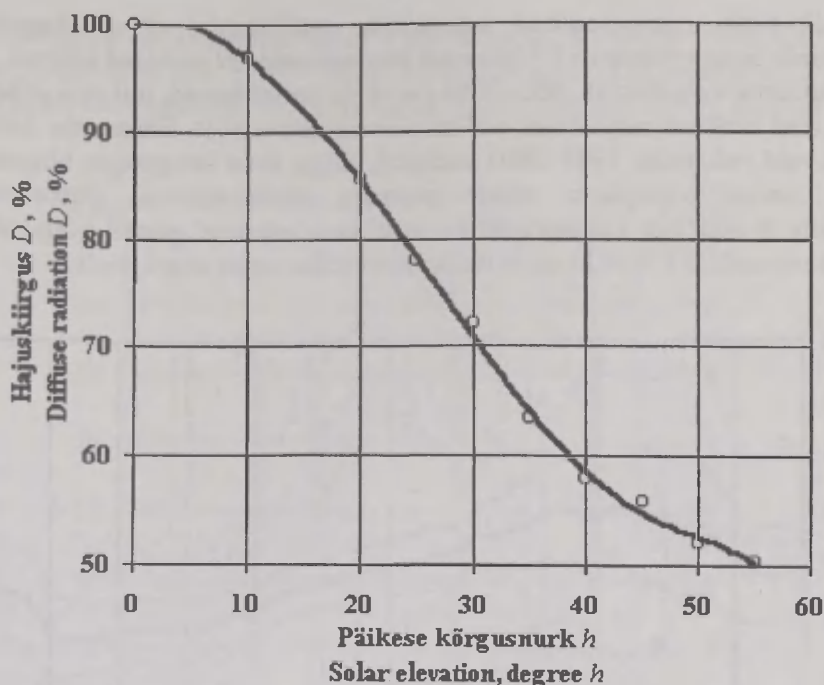
**Fig. 2.** Comparison of TOMS-derived and sensor UV SET ground-level measured daily erythemal doses for summer half-year (21 March to 22 September) at Tõravere.

Tartu/Tõraveres meteoroloogiajaamas ja teistes meteoroloogiajamades regulaarselt mõõdetavatest suurustest väärivad erütemse kiirguse potentsiaalsete proksidena tähelepanu pilvisuse vaatluste andmed, Stokes-Campbelli fokuseeriva kera abil määratud päikesepaiste kestuse andmed, integraalse otsekiirguse päevasummad  $S'$  ja integraalse kogukiirguse päevasummad  $Q$ . Kõrgete, keskmiste ja madalate pilvede pall ning pilvede tüübid määratakse Tõraveres valgel ajal iga tunni tagant ning arvutatakse päeva keskmised väärtused ja kogupilvisuse keskmine pall. Pilvisuse mõju integraalsele kiirgusele on juba 1940datel põhjalikult uurinud B. Haurwitz (1945). Alles 1997. a demonstreeriti veenvalt, et pilvede mõju UVkiirgusele on oluliselt erinev mõjust integraalsele kiirgusele (Kylling *et al*, 1997). Erütemne kiirgus tuleb paremini läbi pilvede kui integraalne, kuid tema UV-B osa neeldub pilvedes rohkem. Varem eeldati pilvisuse mõju hindamisel, et see on integraalses ja UVkiirguses sarnane.

Maapealse mõõtmise korral on päikesepaistelise ilmaga hajuskiirguse osa UVkiirguses oluliselt suurem kui integraalses kiirguses. Joonisel 3 on esitatud Tõraveres vahemikus 21. septembrist 2000 kuni 25. septembrini 2001 kokku 56 selgel või pikemate selgete episoodidega päeval variketta abil mõõdetud erütemse hajuskiirguse panuse sõltuvus päikese kõrgusnurgast. Suvised pööripäeva paiku moodustab hajuskiirgus keskpäeval päikese kõrgusel  $55^\circ$  keskmiselt 50% (registreeritud miinimumväärtus 47,2% ja maksimumväärtus 52,2%) ja päikese kõrgusnurga kahanedes järjest suurema osa horisontaalpinnale langevast erütemsest kiirgusest. Päikese kõrgustel alla  $30^\circ$  *cirrus* ja *cumulus* pilved hajuskiirgusesse märgatavat täiendavat panust ei andnud. Päikese suurematel kõrgustel lisasid *cumulus* pilvede hulgas 3–7 palli selge taeva hajuskiirguse foonile keskmiselt 10% ja kohati isegi rohkem. Otsekiirguse panust pilved statistiliselt usaldusväärsel määral ei mõjutanud. Osaliselt pilvedega kaetud taeva heledusjaotuse uuringud (Weihs *et al*, 2000) on näidanud, et pilved suurendavad taeva hajuskiirguse fooni eriti hajumisnurkade vahemikus  $30$ – $60^\circ$  siis kui päike on horisondist suhteliselt kõrgel. Rünkpilvede heledus võib ületada selge taeva UVkiirguse fooni heledust kuni 2,5 korda.

Pilvisuse andmeid teise ja kolmanda astme funktsioonidena pilvisuse pallist on erütemse kiirguse proksina korduvalt kasutanud mitmed autorid (Bais *et al*, 1993; Scafer *et al*, 1996; Thiel *et al*, 1997). Punktide hajuvus leitud seostes on osutunud küllaltki suureks, sest pilvisuse pall ei sisalda informatsiooni pilvede optilise paksuse kohta. Samuti võib pilvisuse tunnise intervalliga registreeritud hetkväärtustest moodustatud keskmine pilvisuse pall vahelduva pilvisusega päevadel tegelikust tuntavalt erineda.

Adekvaatsemat seost erütemse päevadoosiga võib loota siis, kui proksina kasutada pilvisusega tihedalt seotud ja pidevalt registreeritavaid suursi. Kuigi hajuskiirguse panus on UV spektriosas märksa suurem kui see on integraalses kiirguses osutub päikesepaiste kestus ikkagi erütemse doosi oluliseks reguleerijaks, millest täpsemalt allpool. Päikesepaiste kestusele on sisuliselt lähedane püranomeetriga registreeritav otsekiirguse päevasumma. Kuna otsekiirguse kiiritustihedus sõltub nii atmosfääri läbipaistvusest kui sellest, kui pikalt päike paistab, siis ei ole otsekiirguse päevasumma ja päikesepaiste kestus päris üksüheses vastavuses. Seda kinnitavad Tõraveres 2002. a suvel NASA AERONET võrgu Cimel 318A päikesefotomeetriga registreeritud aerosooli optilised paksused.



**Joon.3.** Hajuskiirguse osakaal  $D$  (%) selge ilmaga mõõdetud erüteemses kiirguses Tõraveres aastatel 2000–2001 teostatud mõõtmiste alusel.

**Fig.3.** Contribution of diffuse part  $D$  (%) in clear-sky erythemal irradiance measured at Tõravere in 2000–2001 as dependence on Solar elevation  $h$ .

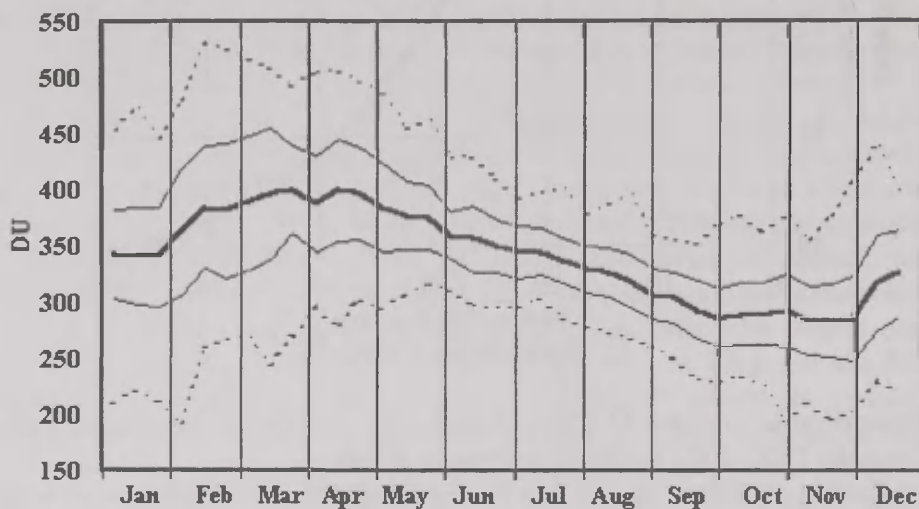
Et erüteemses UVkiirguses sisaldub samaaegselt nii osoonist reguleeritud UV-B kiirguse kui osoonist sõltumatu UV-A kiirguse panus, siis on ka erüteemsed päevadoosid tugevasti korreleeritud püranomeetritega registreeritud integraalse summaarse kiirguse päevasummadega. Tartu/Tõravere meteoroloogijaama mõõtmiste andmetel oli vahemikus 1998–1999 vastav korrelatsioonikordaja 0,92 (Veismann *et al*, 2000). Korrelatsiooni nõrgendavad tegurid on peamiselt osoonikihi paksuse (atmosfääri vertikaalses sambas leiduva osooni normaaltingimustele taandatud kujuteldava kihi paksus) sesoonne käik maksimumiga märtsis-aprillis ja miinimumiga oktoobris-novembris, atmosfääri aerosooli varieeruvus ning pilvisuse erinev mõju integraalsele ja UVkiirgusele. Aparatuuri TOMS andmetest ajavahemiku 1979–2000 kohta leitud osoonikihi efektiivse paksuse ehk osooni koguhulga keskmine aastane käik Eesti kohta on esitatud joonisel 4. Välja on jäetud vulkaanilisest aerosoolist tugevasti mõjustatud aastad 1983 (El Chichón), 1992 ja 1993 (Pinatubo). Eesti kohal on osoonikiht kevadise maksimumi ajal umbes kolmandiku võrra paksem kui sügisese miinimumi ajal (Eerme *et al*, 2002a).

### 3. Selge ilma taust

UVkiirguse dooside ja integraalse kiirguse päevasummade analüüsil on otstarbekas muutusi jälgida keskmistele ehk nn normaalsetele atmosfääri tingimustele vastavate selgete ilmade päevadooside kujuteldava aastase käigu taustal. Joonisel 5 on esitatud



selgetele ilmadele interpolateeritud integraalse otsekiirguse  $S'$  ja kogukiirguse  $Q$  päevasummade ning erütemse UVkiirguse päevadooside  $H$  aastased käigud. Integraalse kiirguse andmetes vahemikust 1955–2001 on välja jäetud aastad, mil atmosfääri optilised omadused olid oluliselt mõjustatud vulkaanilisest aerosoolist. Erütemse kiirguse jaoks on olemas vaid vahemiku 1998–2001 andmed. Selge ilma integraalse kiirguse  $S'$  ja  $Q$  jaotus on suvise pööripäeva suhtes peaaegu sümmeetriline, erütemse kiirguse päevadooside  $H$  oma aga asümmeetriline, sest aasta esimesel poolel nõrgendab paksem stratosfääri osoonikiht UV-B kiirgust märksa enam kui aasta teisel poolel.



**Joon. 4.** Osoonikihi keskmise paksuse aastane käik (DU) Eesti kohal 1979–2000 satelliitide Nimbus 7, Meteor 3 ja Earth Probe aparatuuri TOMS andmetel:

—— keskmine; ——— keskmine ± standardhälve; ..... max ja min väärtused.

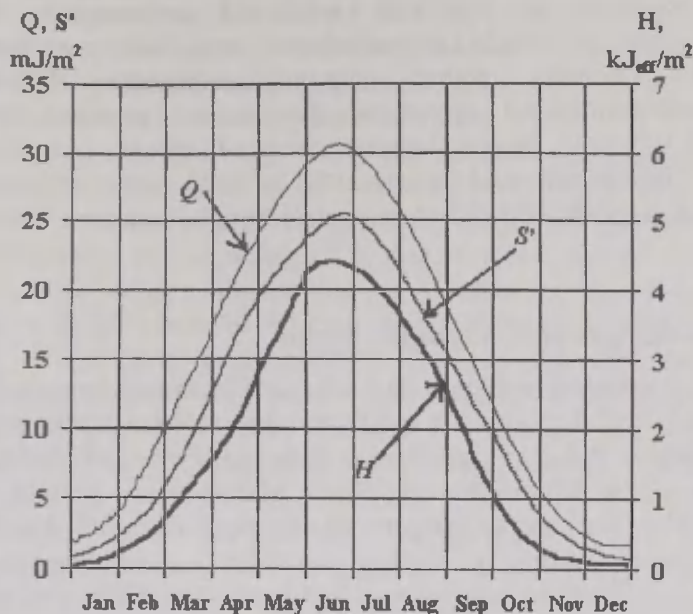
**Fig. 4.** Annual mean cycle of total ozone (DU) over Estonia in 1979–2000 based on Nimbus 7, Meteor 3 and Earth Probe TOMS data:

—— average; ——— average ± standard deviation; ..... max and min values.

Et tervenisti selgeid päevi esineb väga harva, siis on arvesse võetud ka päevad, mil keskmine  $C_u$  või/ $C_i$  pilvede pall ei ületa 2. Selliste päevade doosid praktiliselt ei erine päris selgete päevade omadest. Kuna päeva keskmise pilvisuse palli ja suhtelise päikesepaiste kestuse andmed ei ole alati heas kooskõlas, siis on selgeteks loetud päevi, mil päikesepaiste suhteline kestus  $S > 0,85$ . Päikesepaiste suhteline kestus  $S$  on siin tegelik päikesepaiste kestus jagatud päeva pikkusega. Päeva pikkuseks loetakse vahemikku päikeseketta ülemise serva kerkimisest horisondile kuni tema ülemise serva laskumiseni horisondi taha. Ka ideaalselt selgete ilmadega on  $S < 1$  (kuni 0,96), sest päeva alguses ja lõpus ei küüni otsekiirguse kiirustihedus üle registreeriva instrumendi (Campbell-Stokes'i fokuseeriva kera) tundlikkuse läve, mis on  $120 \text{ W/m}^2$ . Päikesepaiste suhtelise kestuse alusel defineeritud selgete päevade arv suvisel poolaastal oli aastatel 1967–2002 keskmiselt 20. Väikseim arv 5 esines 1977. aastal ja suurimad arvud 44 ning 39 vastavalt 2002. ja 1969. aastal.

Erinevused erütemse kiirguse päevadooside ja UV indeksi keskpäevaste väärtuste vahel samade päikese kulminatsioonikõrguste korral osutuvad osooni koguhulga joonisel

4 esitatud normaalse aastase tsükli vältel üsna suurteks. Kevadise pööripäeva paiku on selge ilma erüteemsed doosid ja UV indeksi keskpäevased väärtused umbes 25 % võrra väiksemad kui sügisese pööripäeva paiku. Integraalses kiirguses osooni mõju ei avaldu.



Joon. 5. Selge ilma integraalse kogukiirguse päevasumma  $Q$ , integraalse otsekiirguse päevasumma  $S'$  ja erüteemse kiirguse päevadoosi  $H$  keskmine aastane käik.

Fig. 5. Mean annual cycle of clear-weather daily sum of total irradiance ( $Q$ ), direct irradiance ( $S'$ ) and erythemal dose ( $H$ ).

#### 4. Päikesepaiste suhteline kestus vahelduva pilvisuse korral

Nagu eespool märgitud on päikesepaiste suhtelist kestust põhjust pidada heaks erüteemse kiirguse proksiks. Vahelduva pilvisuse korral, kui päikesepaiste episoodid vahelduvad olukordadega, mil päike jääb pilve taha, sõltub hajuskiirguse taust UV-kiirguses päikese kõrgusnurgast ja pilvisuse tüübist suhteliselt nõrgalt ning seos päikesepaiste kestuse ja UV doosi vahel on peaaegu lineaarne (Josefsson, Landelius, 2000). See võimaldab kogu suvise poolaasta ulatuses kirjeldada seost päevase erüteemse doosi  $H$  ja päikesepaiste suhtelise kestuse  $S$  vahel lihtsa lineaarse regressiooniga

$$H = (aS + b)H_s, \quad (1)$$

kus  $a$  on regressiooni kordaja, vabaliige  $b$  iseloomustab keskmist osaliselt pilves taeva hajuskiirguse fooni ja  $H_s$  on vastava päeva ekvivalentne selge ilma erüteemne doos. Erüteemse kiirguse jaoks on vahemiku kevadisest pööripäevast sügisese pööripäevani aastatel 1998–1999 toimunud mõõtmiste ja Tartu/Tõravere meteoroloogiajaamas registreeritud päikesepaiste kestuse põhjal leitud regressiooni karakteristikute väärtused  $a=0,581\pm0,065$  ja  $b=0,432\pm0,036$  (Eerme *et al*, 2002b). Kuigi Tartu/Tõravere meteoroloogiajaamas on 1958. aastast registreeritud pilvisuse olukorda päeval ajal iga

tunni tagant meteoroloogiajaamade tavapärase kolmetunnise intervalli asemel on päeva keskmise pilvisuse palli ja erütemse kiirgusdoosi statistiline seos nõrgem kui päikesepaiste suhtelise kestuse  $S$  ja kiirguse päevadoosi vaheline seos. Suvised poolaasta ulatuses osutus võimalikuks vahelduva pilvisusega ilmadega saada küllalt hea kooskõla regressiooniga hinnatud ja tegelikult mõõdetud erütemsete dooside vahel regressioonisirge ühtede ja samade karakteristikute korral. Talvise poolaasta ulatuses on ilmselt vajalik kasutada mitut regressioonivõrrandit. Suvised poolaasta regressioonivõrrandi arvutamisel kasutati 262 päeva andmeid aastatest 1998–1999, võttes arvesse päevad  $0,1 < S < 0,85$ . Regressiooniga arvutatud dooside kooskõla mõõdetutega aastatel 2000 ja 2001 ei erinenud aastate 1998 ja 1999 omast. Päikesepaiste kestuse mõõtmiste andmete aegrida Tartu/Tõravere meteoroloogiajaamas on olemas alates 1967. a algusest.

## 5. Integraalne otsekiirgus kui UVkiirguse proksi

Päikesepaiste suhtelise kestusega lähedalt seotud suurus on integraalse otsekiirguse päevasumma. Kui päike ei paista, siis registreeritakse mõlema suuruse väärtuseks null. Integraalse otsekiirguse puhul ei registreerita olukordade on-ei ole kestusi vaid väärtus oleneb veel atmosfääri läbipaistvusest. Sama päikesepaiste kestuse korral võivad registreeritud otsekiirguse summad märgatavalt erineda ja vastupidi. Aastatel 1998–2001 kõikusid päikesepaiste kestuse ja otsekiirguse päevasumma omavahelise lineaarse korrelatsiooni kordaja väärtused vahemikus 0,955 kuni 0,965. 2002. a mõjutasid metsa- ja rabatulekahjud läbipaistvust ja korrelatsioonikordaja väärtus oli vaid 0,935. Terve suvised poolaasta päikesepaiste kestuse ja integraalse otsekiirguse summa vahelise korrelatsioonikordaja väärtuseks aastatel 1967–2001, mil mõlemad väärtused olid olemas, tuli 0,91.

Integraalse otsekiirguse päevasumma kui erütemse päevadoosi proksi puhul on otstarbekas analoogselt päikesepaiste suhtelise kestusega kasutada suhtelist suurust, milleks siin on tegeliku summa suhe vastava päeva ekvivalentsesse selge ilma väärtusesse  $S'/S'_{\text{selge}}$ . Erinevalt päikesepaiste suhtelisest kestusest on siin atmosfääri keskmisest parema läbipaistvuse korral võimalikud väärtused  $S'/S'_{\text{selge}} > 1$ . Atmosfääri läbipaistvuse muutlikkuse tõttu küünivad selge ilma otsekiirguse summade erinevused vastava päeva keskmisest väärtusest maksimaalselt kuni  $\pm 20\%$ . See asjaolu võimaldab kaudselt arvestada ka atmosfääri läbipaistvuse erinevusi. Ühtlasi on otstarbekas käsitleda koos selgeid ja osaliselt pilves päevi ja arvutada nende jaoks doose ühe ja sama regressioonivõrrandiga. Kui regressioonivõrrandis (1) asendati  $S$  suurusega  $S'/S'_{\text{selge}}$  tulid koefitsientide väärtusteks  $a = 0,513 \pm 0,045$  ja  $b = 0,489 \pm 0,024$ . Varasemate aastate kui 1998 jaoks on arvutused tehnilistel põhjustel seni lõpetamata. Neid saab tagasiulatuvalt teha kuni aastani 1955.

## 6. Erütemse doosi tagasisivaatava hindamise tulemusi

Erütemse doosi hindamise aluseks oli eespool kirjeldatud ekvivalentsete selge ilma päevadooside aastane käik. Suvised poolaasta erütemsete dooside tagasisivaatav hindamine päikesepaiste suhtelise kestuse alusel on tehtud ajavahemiku 1967–2002 kohta. Selleks jaotati pilvisuse andmete ja päikesepaiste suhtelise kestuse alusel kõik päevad igal suvisel poolaastal kolme gruppi: selged päevad, osaliselt pilves päevad ja



lauspilves päevad. Selgete päevade gruppi arvati päevad suhtelise päikesepaiste kestusega  $S > 0,85$ . Selle kriteeriumi järgi langesid üksikud pilvisuse andmete kohaselt selged päevad atmosfääri halva läbipaistvuse tõttu osaliselt pilves päevade gruppi ja vastupidi mõned hea läbipaistvusega rohkem kui 2-päevase keskmise pilvisusega päevad sattusid selgete päevade hulka. Selgete päevade doosid  $H$  leiti joonisel 5 esitatud empiirilisel interpoleeritud ekvivalentsete selge ilma dooside aastase käigu tabelist ja korrigeeriti vajadusel osoonikihi paksuse anomaaliate arvel vastavalt 2% osooni anomaalia 10 DU kohta. Enamikul juhtudel ei olnud korrektsiooni vaja.

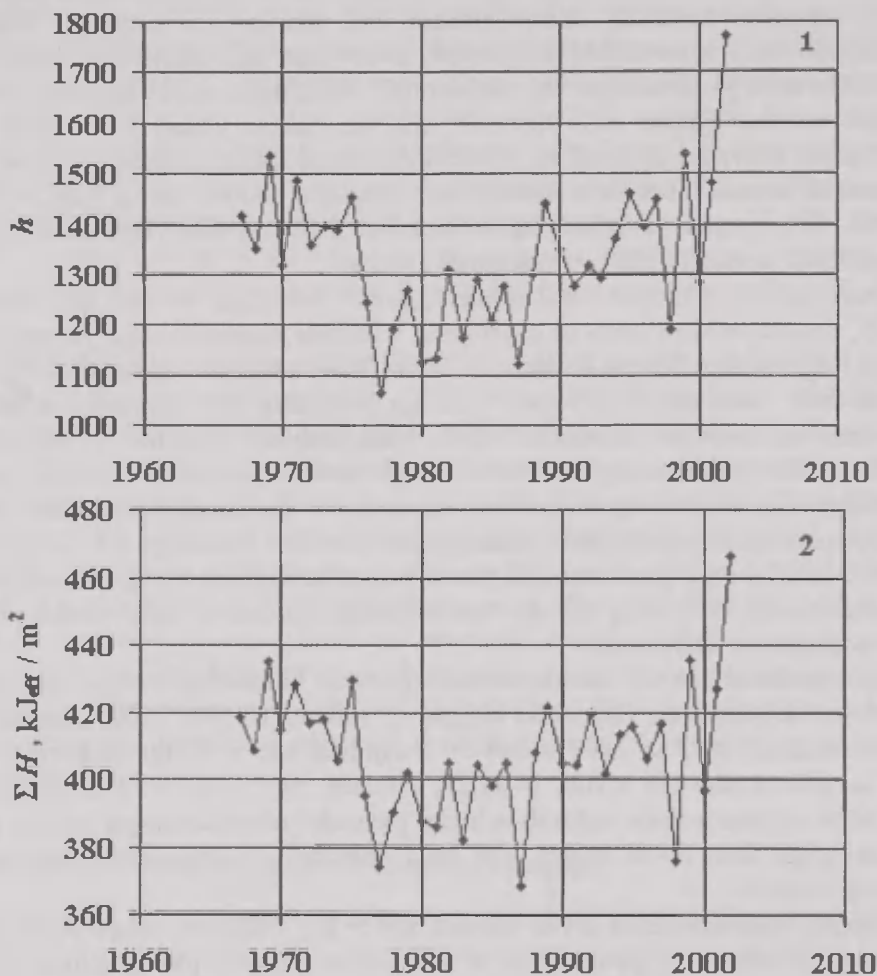
Enne 1979. a puudusid osooni koguhulga päevaste väärtuste andmed. Osoonikihi paksuse süstemaatilised aastast-aastasse erinevused, mis võiksid kogu suvise poolaasta erüteemset doosi arvestataval määral mõjutada, esinevad tegelikult vaid vahemikus kevadisest pööripäevast mai keskpaigani ja nende panus muutub oluliseks keskmisest sagedamini esinevate selgete ilmade korral. Anomaalselt hea ja anomaalselt halva läbipaistvusega selgetel päevadel oleksid vajalikud korrektsioonid aerosooli optilise paksuse arvel. Kui õhus ei esine olulistes kogustes suitsu või tolmu, siis puudub UVkiirguse neeldumine aerosoolil ja aerosooli anomaalse hajumise mõju arvestamata jätmine ei mõjuta poolaasta doosi rohkem kui umbes 1% ulatuses. Metsa- ja rabatulekahjude suits atmosfääris nõrgendab erüteemset kiiritustihedust kuni pooleni tavalisest väärtusest ja samavõrra ka päevadoosi. 2002. aasta suvel kogunes Tõraveres kümmekond suitsust päeva, mil aerosooli optiline paksus ületas 2–5 korda tavalist väärtust. Nendel päevadel osutusid nii TOMSi doosid kui päikesepaiste suhtelise kestuse alusel hinnatud doosid Tõraveres mõõdetutest oluliselt, mõnel päeval kuni 1,5 korda, suuremateks. Otsekiirguse ja hajuskiirguse andmete alusel on neid võimalik korrigeerida ning ühtlasi leida sarnaseid päevi varasematel aastatel.

Osaliselt pilves päevade, mil päikesepaiste suhteline kestus jäi vahemikku  $0,1 < S < 0,85$ , doosid arvutati eespool kirjeldatud lineaarse regressiooniga. Regressiooniga hinnatud ja tegelikult mõõdetud väärtuste suhte keskvväärtused mahtusid kõigil neljal aastal 1998–2001 vahemikku 0,99 kuni 1,015 ja 74% kuni 84% hinnatud ja mõõdetud väärtuste erinevusi mahtus vahemikku  $\pm 20\%$ . Nagu eespool mainitud oli päevadooside kaudse hindamise põhieesmärgiks seatud kogu suvise poolaasta dooside väärtuste leidmine pikemaajaliste kvaasiperioodiliste muutuste või ühesuunaliste trendide jälgimise otstarbel. Kuna osaliselt pilves päevi päikesepaiste suhtelise kestusega  $0,1 < S < 0,85$  esines aastatel 1967–2002 suvise poolaasta 186 päeva hulgas keskmiselt 129 (maksimaalselt 142 ja minimaalselt 116) ehk 69%, siis on regressiooniga hindamise adekvaatsus poolaasta doosi suhtes otsustava tähtsusega.

Pilvisuse andmed jäävad asendamatuteks dooside hindamisel lauspilves päevadel, milliste arv suvise poolaasta 186 päeva hulgas oli vahemikus 1967–2002 keskmiselt 35. Suvistel poolaastatel 1977 ja 1998 esines 50 lauspilves päeva. Kõige väiksemad suvise poolaasta lauspilves päevade arvud, 14 ja 15, esinesid 2002. a ja 1999. a. Domineeriva pilvisuse tüübi optiline paksus määrab sellistel päevadel nõrgendusteguri vastava päeva ekvivalentse selge ilma doosi suhtes. On üsna tavaline, et domineeriv pilvisuse tüüp päeva jooksul muutub.

Lauspilves päevade hulka arvati päevad, mil  $S < 0,1$ . Põhiliste lauspilvisuse tüüpide nõrgendustegurid erüteemse päevadoosi ja integraalse kiirguse päevasumma suhtes on määratud empiirilisel. Väärtused *altocumulus*, *stratus* ja *nimbostratus* pilvede kohta on antud tabelis 1. Pilvisuse andmetest leiti ajavahemikud, mille vältel domineeris üks või teine lauspilvisuse tüüp ning tabeli 1 andmeid kasutades arvutati kogu päeva pilvisuse

efektiivne nõrgendustegur, millega korrutati vastava päeva ekvivalentset selge ilma doosi. Eesmärgiks ei seatud iga üksiku päeva eriteemse doosi usaldusväärset hindamist vaid kogu suvise poolaasta doosi hindamist orienteeruva täpsusega  $\pm 2\%$ . Joonisel 6 on esitatud suvise poolaasta päikesepaiste summaarsed kestused ja päikesepaiste suhtelise kestuse alusel arvutatud eriteemseid doose 1967–2002. Integraalse otsekiirguse  $S'$  ja summaarse kiirguse  $Q$  andmed on olemas alates 1955. aastast. Aastatel 1998–2001 oli päikesepaiste suhtelise kestuse ja suhtelise otsekiirguse alusel arvutatud suvise poolaasta dooside erinevus parimal juhul 0,2% ja halvimal juhul 1,6%. Seevastu 2002. aastal küündis erinevus ligi 4%ni. Otsekiirguse põhjal lähendatud doos oli vaatlustega paremas kooskõlas, erinedes vaid 1% võrra. Päikesepaiste suhtelise kestuse põhjal lähendatud poolaasta eriteemne doos osutus mõõdetuga võrreldes 3% võrra ülehinnatuks. Ligikaudu pool sellest erinevusest on seletatav suitsu kui neelava aerosooli panusena. Ühtlasi kinnitab see kahe proksi samaaegse kasutamise otstarbekust eriteemse doosi tagasivaataval hindamisel ja erilise tähelepanu pööramist atmosfääri suitsustele või muul viisil anomaalse läbipaistvusega olukordadele.



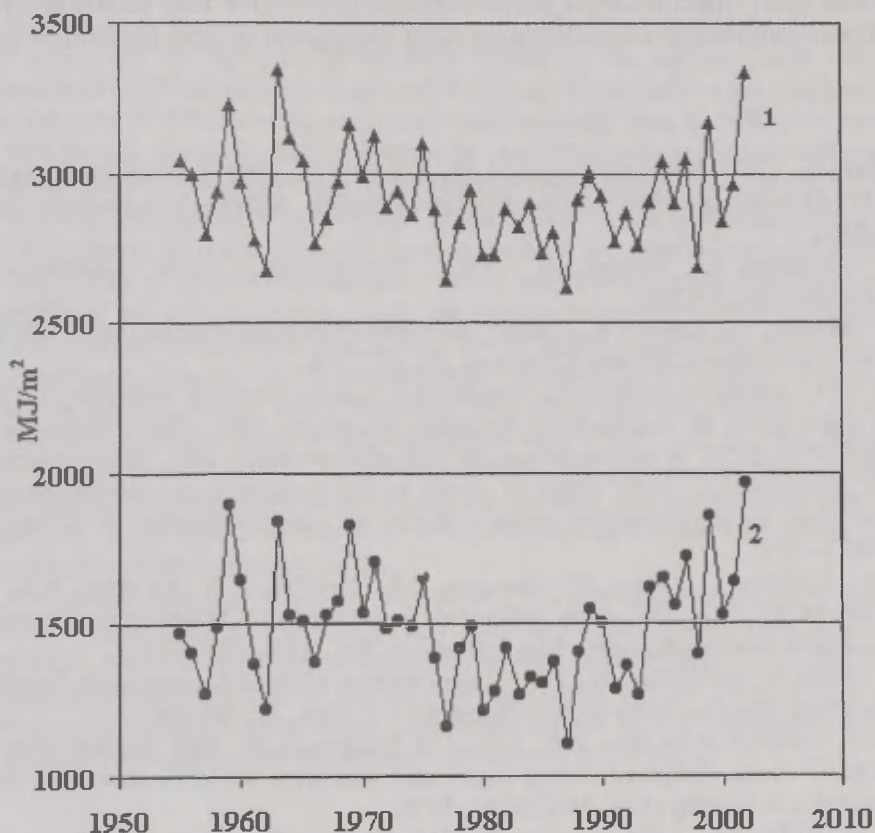
**Joon. 6.** Suvise poolaasta päikesepaiste summaarse kestuse (1) ja eriteemse doosi (2) muutumine vahemikus 1967–2002.

**Fig. 6.** Summer half-year sunshine duration (1) and erythemal dose (2) in 1967–2002.

**Tabel 1.** Lauspilvisuse nõrgendustegur erinevate pilvetüüpide korral.**Table 1.** Cloud transmission for different overcast cloudiness conditions.

Ns, Frnb	0,13
St	0,27
As, Ac	0,54

Joonisel 7 on esitatud otsekiirguse ja summaarse kiirguse suvise poolaasta summad 1955–2002. Joonistelt 6 ja 7 on näha, et kvaasitsükliliselt vahelduvad keskmisest selgemate ilmadega ja keskmisest pilvisemate ilmadega suved. Tähelepanu väärib vahemikus 1975–1977 ilmnev järsk langus 14–15% võrra suvise poolaasta päikesepaiste kestuses ja otsekiirguse summas ning järgnev kuni käesoleva ajani kestev tõusutrend. Kuna selline tõusutrend avaldub umbes kaks korda nõrgemini ka erütemse kiirguse poolaasta doosis, siis on ahvatlev seda tõlgendada osoonikihi hõrenemise tagajärjena. Meie kliimas on siiski pilvisus UVkiirguse dooside peamine reguleerija ja osooni panus avaldub vaid kevadkuudel.

**Joon. 7.** Suvise poolaasta integraalse kogukiirguse summa  $\Sigma Q$  (1) ja otsekiirguse summa  $\Sigma S'$  (2) muutumine vahemikus 1955–2002.**Fig. 7.** Summer half-year sum of global irradiance  $\Sigma Q$  (1) and direct irradiance  $\Sigma S'$  (2) in 1955–2002.



Kvaasitsüklilise muutlikkusega suuruste aegridade analüüsil on väga oluline teada, kuidas olemasolevad andmed katavad tsüklit. Adekvaatse keskmise leidmiseks peaks olema vähemalt pool perioodilist tsüklit ühtlaselt andmetega kaetud. Kui vaatlused katavad väiksema osa või katavad näiteks kaks miinimumi ja üheainsa maksimumi, siis tuleb keskmine moonutatud. Vahemikus 1958–1974 ning alates 1994. a esinevad keskmisest sagedamini päikesepaistelised suved, vahemikus 1975–1993 aga pilvised. Suve esimesel poolel ei ilmne aastast-aastasse muutumises erilist erinevust pilvisematesse ja selgematesse vahemikesse kuuluvate aastate vahel. Vahe tekib suve teisel poolel, juuli ja augusti arvel. Vahemikus 1975–1993 olid need kuud 2/3 juhtudel keskmisest pilvisemad ja selgemate suvede vahemikes 2/3 juhtudel keskmisest selgemad. Tartu/Tõravere meteoroloogiajaama kiirgusmõõtmiste andmetes ja nende kaudu lähendatud suvise poolaasta UVkiirguse doosides ilmneb lineaarsete trendide asemel pigem 36–38 aastase perioodiga tsükliline muutlikkus. Käesolevas töös ei ole seatud eesmärgiks selle tsüklilisuse põhjuste selgitamine.

## **Tänuavaldused**

Käesolevat uuringut finantseeris Eesti Teadusfond grandil 3609 kaudu. Autorid avaldavad tänu Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudile töös kasutatud andmete eest ja L. Avastele ultraviolet-hajuskiirguse mõõtmiste tsükli hoolika teostamise eest.

## **Kirjandus**

- Bais, A.F., Zerefos, C.S., Meleti, C., Ziomas, I. C., Tourpali, K., 1993. Spectral measurements of solar UV-B radiation and its relations to total ozone, SO<sub>2</sub>, and clouds. *J. Geophys. Res.*, 98, 5199-5204.
- Eerme, K., Veismann, U., Koppel, R., 2002a. Estonian total ozone climatology. *Ann. Geophysicae*, 20, 247-255.
- Eerme, K., Veismann, U., Koppel, R., 2002b. Variations of erythema ultraviolet irradiance and dose at Tartu/Tõravere, Estonia. *Clim. Res.*, 22, 245-253.
- Haurwitz, B., 1945. Insolation in relation to cloudiness and cloud density. *J. Meteorol.*, 2, 154-166.
- International Commission on Non-Ionizing Radiation Protection, 1995. Global Solar UV-index. WHO/WMO/INCIRP recommendation. INCIRP publication No. 1/95, Oberschleissheim.
- Josefsson, W., Landelius, T., 2000. Effect of clouds on UV irradiance: as estimated from cloud amount, cloud type, precipitation, global radiation and sunshine duration. *J. Geophys. Res.*, 105, 4927-4935.
- Kalliskota, S., Kaurola, J., Taalas, P., Hermann, J.R., Celalier, E.A., Krotkov, N.A., 2000. Comparison of daily UV doses estimated from Nimbus-7/TOMS measurements and ground-based spectroradiometric data. *J. Geophys. Res.*, 105, 5059-5067.
- Kylling, A., Abold, A., Seckmeyer, G., 1997. Transmittance of cloud is wavelength dependent in the UV-range: Physical interpretation. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 397-400.
- McKenzie, R.L., Seckmeyer, G., Bais, A.F., Kerr, J.B., Madronich, S., 2001. Satellite-retrievals of erythema UV dose compared with ground-based measurements at Northern and Southern mid-latitudes. *J. Geophys. Res.*, 106, 24051-24062.
- McKinlay, A.F., Diffey B.L., 1987. A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. *CIE Journal*, 6, 17-22.
- Schafer, J.S., Saxena, V.K., Wenny, B.N., Barnard, W., DeLuisi, J.J., 1996. Observed influence of clouds on ultraviolet-B radiation. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2625-2628.
- Thiel, S., Steiner, K., Seidlitz, H.K., 1997. Modification of global erythemally effective irradiance by clouds. *Photochem. Photobiol.*, 65, 969-973.

- Veismann, U., Eerme, K., Koppel, R., 2000. Solar erythema ultraviolet radiation in Estonia in 1998. *Proc. Estonian Acad. Sci. Phys. Math.*, 49, 122–132.
- Weihs, P., Webb, A.R., Hutchinson, S.L., Middleton, G., 2000. Measurements of the diffuse UV sky radiance during broken cloud conditions. *J. Geophys. Res.*, 105, 4937–4944.

## **Retrospective Estimation of the Erythema Ultraviolet Doses**

Kalju Eerme, Uno Veismann, Rutt Koppel  
*Tartu Observatory*

### **Summary**

The ultraviolet (UV) radiation affects the biospheric species, including the human beings, as well as the atmospheric photochemistry and the strength and transparency of different materials. At most sites, the time series of UV measurements cover less than the last 15 years. In Estonia, the measurements of the erythema UV radiation were started at the Tartu/Tõravere meteorological station in 1998. The estimation of the UV doses for the past years is actual everywhere. In the present paper the possibilities of such estimation for Estonia are discussed and an estimation of the summer half-year (21 March to 22 September) erythema doses performed for 1967–2002 is given.

For the years starting with 1979, with some gap between May 1993 and August 1996, the derived values of the daily erythema doses based on the satellite Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) measurements and radiative transfer calculations are available. The average value of the ratio TOMS-derived/ground-level-measured daily dose in 1998–2001 was found to be 1.006. In a heavily cloudy weather, the measured and TOMS-derived values differ by two times, and in cloudy summers all half-year doses can be underestimated or overestimated.

In the present paper, a method for the estimation of the erythema doses using a linear regression between the daily dose and proxies, such as the relative sunshine duration and the relative daily sum of pyranometer-measured direct irradiance, is applied to estimate the summer half-year doses for the past years. Using the relative sunshine duration as a proxy, and the empirically derived transmission coefficients for different overcast cloudiness conditions, the summer half-year integrated erythema doses were calculated for 1967–2002. A similar estimation procedure, using the relative direct irradiance, was elaborated and checked for 1998–2002. In 1998–2001 the differences between both estimations were within 1.6%. In 2002, the half-year dose calculated without corrections for the atmospheric aerosol anomalies caused by forest fires, was overestimated by 3%, using the relative sunshine duration as a proxy. When the pyranometer-measured total direct irradiance was used as a proxy, the agreement between the measured and calculated half-year dose fitted within 1%.

The periods 1958–1974 and onwards since 1994, manifest more sunny summers than that of 1975–1993. The differences arise from July and August, which in 2/3 cases tend to be cloudier in 1975–1993, and in as much cases less cloudy in the remaining years. The drop in the summer half-year sunshine duration and the sum of direct irradiance between 1974–1976 is 14–15%, and in the summer half-year erythema dose is approximately 8%. By the present time, the levels of all these quantities have reached the maximum level recorded in the 1960s.

## **Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis**

83. **Kurs, Ott.** Geography in Estonia 17th-20th Centuries. 44 pp. Tartu 1999.
84. **Järvet, Arvo** (ed). Publications of Second Workshop on the Baltic Sea Ice Climate. 178 pp. Tartu 1999.
85. **Jaagus, Jaak** (toim). Uurimusi Eesti kliimast. 179 lk. Tartu 1999.
86. **Kurs, Ott.** Maailm, Euroopa ja Eesti. Poliitilisest geograafiast. 88 lk. Tartu 1999.
87. **Jauhiainen, Jussi S.; Kulu, Hill** (toim). Inimesed, ühiskonnad ja ruumid. Inimgeograafia Eestis. 173 lk. Tartu 2000.
88. **Kurs, Ott; Toots, Aime** (koost). Ann Marksoo 70. Teadus- ja õppetöö. 28 lk. Tartu 2000.
90. **Ahas, Rein** (toim). Eesti looduse kalender. 206 lk. Tartu 2001.
91. **Palang, Hannes; Sooväli, Helen** (toim). Maastik: loodus ja kultuur. Maastiku-käsitlusi Eestis. 147 lk. Tartu 2001.
92. **Mander, Ülo; Printsman, Anu; Palang, Hannes** (eds). Development of European Landscapes. Conference proceedings. Vol. I-II. 804 pp. Tartu 2001.
93. **Jaagus, Jaak** (toim). Uurimusi Eesti kliimast. 308 lk. Tartu 2003.





ISSN 1406-3069  
ISBN 9985-56-725-0